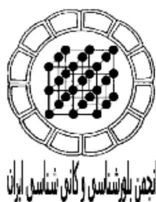
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۹، از صفحهٔ ۵۹۱ تا ۶۰۸



سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مجموعه آذرین ملک سیاه کوه (شمال زاهدان) با نگرشی بر جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی منطقه

محسن جوان خوش خلق[1]، محمد علی آرین*[1]، مرتضی رزم آرا[2]، حسین شیخی کاریزکی[1]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۶/۲، نسخه نهایی: ۹۸/۹/۱۷)

چکیده: مجموعه آذرین ملک سیاه کوه، در حدود ۳۵ کیلومتری شمال شهر زاهدان و در میان روستاهای لار پایین، قرقروک و حرمک قرار دارد. بر اساس نتایج نمودارهای نامگذاری سنگ‌ها، سنگ‌های آتشفشانی مجموعه ملک سیاه کوه ترکیب آندزیت بازالتی و تراکی آندزیتی دارند و سنگ‌های آذرین نفوذی آن ترکیب گرانودیوریت و دیوریتی نشان می‌دهند. بر پایه بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی، نقشه سنگ‌شناسی منطقه تهیه شد. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین منطقه را پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن، کوارتز و فلدسپات قلیایی تشکیل می‌دهند. از نظر سری ماگمایی، سنگ‌های آذرین منطقه ویژگی نیمه قلیایی از نوع آهکی قلیایی تا شوشونیتی نشان می‌دهند. اغلب سنگ‌های منطقه از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی شده و از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی شده‌اند. این ویژگی‌های تهی شدگی و غنی شدگی در عناصر نام برده در سنگ‌های منطقه، با محیط زمین دینامیکی شامل فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش سازگار است. توده‌های نفوذی ویژگی گرانیت‌های نوع I، متاآلومین، منیزیمی و گرانیت‌های نوع کردیلرایی را نشان می‌دهند. تعیین ویژگی‌های خاستگاه ماگمای مادر بر اساس عناصر نادر و خاکی نادر نمونه‌های منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک گوشته خاستگاه با ترکیب اسپینل لرزولیت تشکیل شده‌اند. توده‌های مورد بررسی در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی در گستره قوس از نوع کرانه فعال قاره‌ای و با ویژگی قوس عادی واقع هستند.

واژه‌های کلیدی: *جدایش؛ پهنه فرورانش؛ مجموعه ملک سیاه کوه؛ هضم.*

مقدمه

مجموعه ملک سیاه کوه در جنوب شرق ایران، از توابع استان سیستان و بلوچستان و در گستره طول‌های جغرافیایی ۶۰°۴۵' و ۶۰°۵۲' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۹°۴۹' و ۲۹°۵۵' شمالی، در پهنه جوش خورده سیستان [1] قرار دارد که محل تلاقی سه کشور ایران، افغانستان و پاکستان است. راه دسترسی به این منطقه جاده آسفالته زاهدان به سمت زابل و نهبندان است (شکل ۱). در حدود ۳۵ کیلومتری این جاده، از سمت زاهدان و پس از پاسگاه کوله سنگی، در بخش شرقی جاده، مجموعه‌ای از گنبدهای کوچک و بزرگ نفوذی و همچنین ارتفاع‌های بلندی از سنگ‌های آتشفشانی (ملک سیاه کوه) وجود دارند. این بیرون زدگی‌ها حدود ۱۰ کیلومتر در راستای جاده دیده می‌شوند (شکل ۲). بر پایه سن سنگ‌های آذرین منطقه سن سنجی به روش پتاسیم- آرگون، الیگوسن تعیین شده است [۲]. بررسی‌های سنگ‌نگاری بر سنگ‌های آذرین مجموعه ملک سیاه کوه چهار فاز آذرین را در این مجموعه نشان می‌دهد که از نظر زمین شیمیایی این توده‌ها، آهکی قلیایی و متاآلومینی هستند و از گرانیتوئیدهای نوع *I* محسوب می‌شوند [۳].

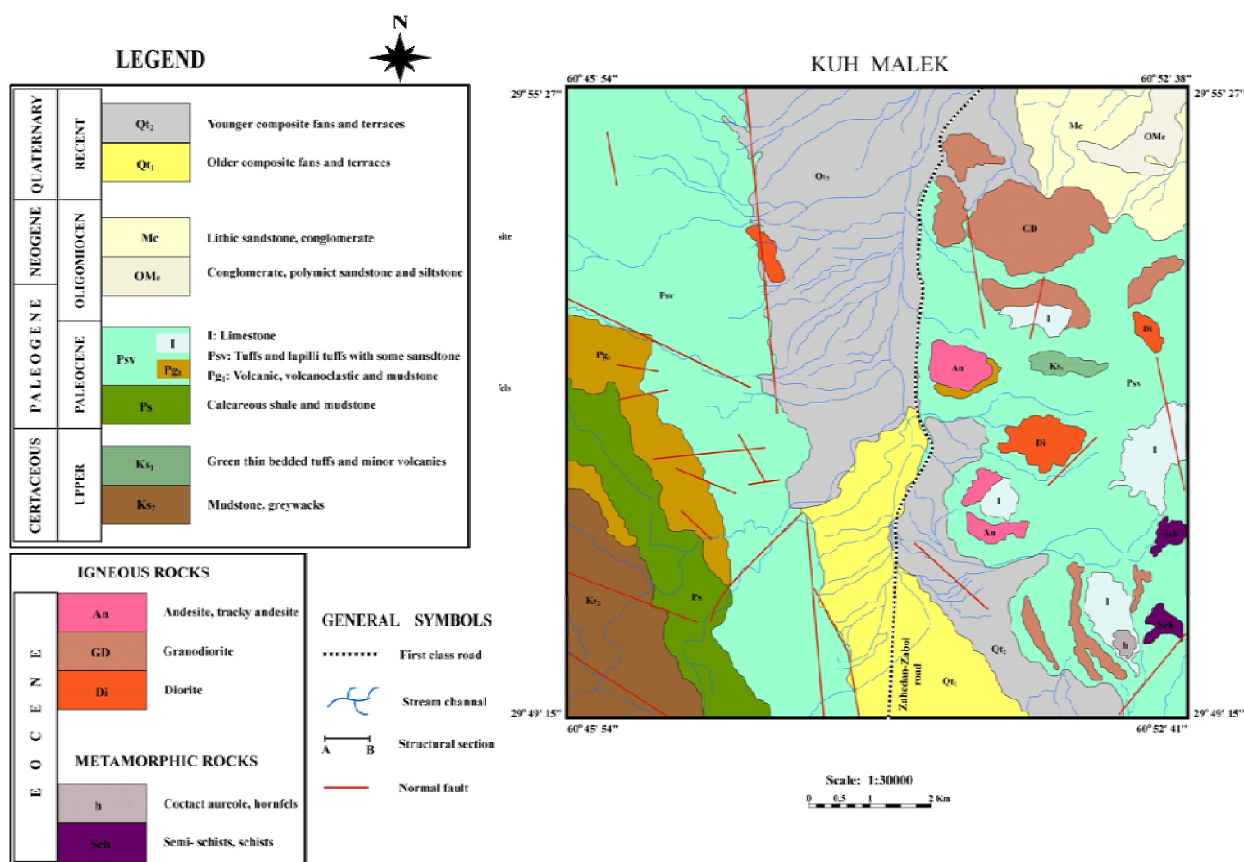
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۷۸۸۳۷۸، نمابر: ۰۲۱۷۷۰۰۹۸۴۸، پست الکترونیکی: m_arian@iau-tnb.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]



شکل ۱ جایگاه جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد پژوهش.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد پژوهش که با استفاده از اطلاعات ماهواره‌ای، صحرایی و سنگ‌نگاری رسم شده است.

روش پژوهش

در این پژوهش، طی عملیات صحرایی، از واحدهای مختلف رخنمون یافته به طور تصادفی و اصولی انجام نمونه‌برداری شد. از نمونه‌های برداشت شده، حدود ۵۰ مقطع نازک برای بررسی بافت، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و دگرسانی تهیه و توسط میکروسکوپ قطبشی بررسی شدند. برای بررسی‌های زمین-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

شیمیایی (بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی سنگ‌های آذرین منطقه) ۲۲ نمونه از نمونه‌های با کمترین دگرسانی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه دانشگاه فردوسی مشهد تجزیه شدند. برای تفسیر داده‌های زمین شیمیایی از نرم افزارهای GCDkit و Minpet استفاده شد.

زمین‌شناسی منطقه مورد پژوهش

ایالت ساختاری سیستان، زمین درز ناشی از برخورد پهنه لوت بـا قطعه افغان است کـه روند کـلی آن شمالی– جنوبی است [۱] (شکل ۳ الف). این پهنه شامل دو مجموعه آمیزه افیولیتی رتوک در غرب و نه در شرق است که به وسیله حوضه رسوبی سفیدابه از هم جدا می‌شوند (شکل ۳ ب). اگرچه دو گسل نهبندان و هریرود آشکارا مرزهای شرقی و غربی این پهنه را مشخص می‌کنند، ولی مرزهای شمالی و جنوبی آن چندان روشن نیست. این پهنه در سمت شمال در اثر عملکرد گسل-های راستا لغز شاخه شاخه می‌شود و پس از گرایش به سمت شمال غربی و غرب تا جنوب بیرجند و بصیران ادامه یافته، گرانیت شاه کوه را دور زده و در جنوب بیرجند به صورت گسل، از لوت جدا می‌شود. در مرز جنوبی نیز، روندهای شمال-جنوب به راستای جنوب شرقی مایل شده و در یک راستای غربی- شرقی تا پاکستان ادامه می‌یابد. جدایش قطعه افغان (قطعه هلمند) از قطعه لوت در زمان سنومانین انجام شده که با جایگیری گوشته اقیانوسی و انباشت رسوب‌های فلیشی همراه بوده است. البته گسترش بیشتر منشورهای فزاینده و سنگ‌های دگرگونی در بخش شرقی حوضه فلیشی و همچنین برونزدهای کلسیمی- قلیایی پالئوسن- ائوسن دلایلی برای فرورانش قطعه لوت به زیر قطعه افغان هستند [۲،۱]. در حوضه فلیشی شرق ایران، سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون ندارند. پوسته-های اقیانوسی، آتشفشانی کرتاسه پسین، نهشته‌های فلیشی پالئوسن- ائوسن و سرانجام سنگ‌های ماگمایی (درونی-بیرونی) این ناحیه، به دلیل قرار گیری در یک پهنه برخوردی، نظم چینه‌ای ندارند. جدا از پوسته اقیانوسی، رخساره‌هـای سنگی بیشتر از نوع شیل و ماسه سنگ‌هـای دریایی کرتـاسه پسین تا اواخر ائوسن هستند. نبود ردیف‌های رسوبی دریایی جوان‌تر از ائوسن، به حرکت‌های کوهزایی ائوسن- الیگوسن نسبت داده می‌شود که با رخداد زمین‌ساختی پیرنه قابل قیاس است. البته فعالیت‌های آتشفشانی کم بوده‌اند که نشانگر رخساره‌های آتشفشانی- رسوبی هستند. افزون بر گدازه‌های آندزیتی، پیرامون زاهدان و غرب میرجاوه، توده‌های گرانیتی-دیوریتی به درون فلیش‌ها تزریق شده‌اند که این خود نشانگر گرانیت‌زایی همزمان با کوهزایی پیرنئن است. فعالیت‌های ماگمایی ناحیه از زمان نئوژن تا کواترنر ادامه داشته است. در شمال غرب و غرب زابل، گستره‌های وسیعی از روانه‌ها و سنگ-های آذرآواری الیگوسن- میوسن وجود دارند. گدازه‌های کواترنر کهن‌تر تخت‌های بازالتی هستند که در راستای گسل‌های عمده به سطح زمین رسیده‌اند. آتشفشان تفتان جوان‌ترین تکاپوی ماگمایی است که در شرایط کنونی در مرحله گوگردزایی است، [۴]. سنگ‌های رسوبی منطقه مورد بررسی که توده‌های آذرین در آن‌ها نفوذ نموده‌اند شامل شیل‌های لای دار، مارن، سنگ-های آهکی و کمتر ماسه سنگ هستند. سن این سنگ‌های رسوبی پالئوسن پسین- ائوسن بوده و بنابراین سن این توده‌ها پس از ائوسن است [۳]. با تعیین سن پرتوسنجی به روش K-Ar بر هورنبلندهای منطقه، سن این توده‌ها ۴±۲۷٫۲ و ۳٫۵±۲۸٫۸ میلیون سال برآورد شده است [۲]. بنابراین سن توده‌های نفوذی این مجموعه، الیگوسن پسین است. این سن با سن توده‌های نفوذی و کم عمق کوه لار و نوار آساگی در نوار لار- آساگی یکی است [۵]. از کرتاسه میانی تا کنون (شکل ۴)، ناحیه زمین درز سیستان دستخوش چند رویداد مهم زمین ساختی شده و همگرایی پایدار میان قطعه های لوت و افغان منجر به چین خوردگی و گسل‌های برخوردی- لغزشی گسترده و پیچیده شده است [۱].

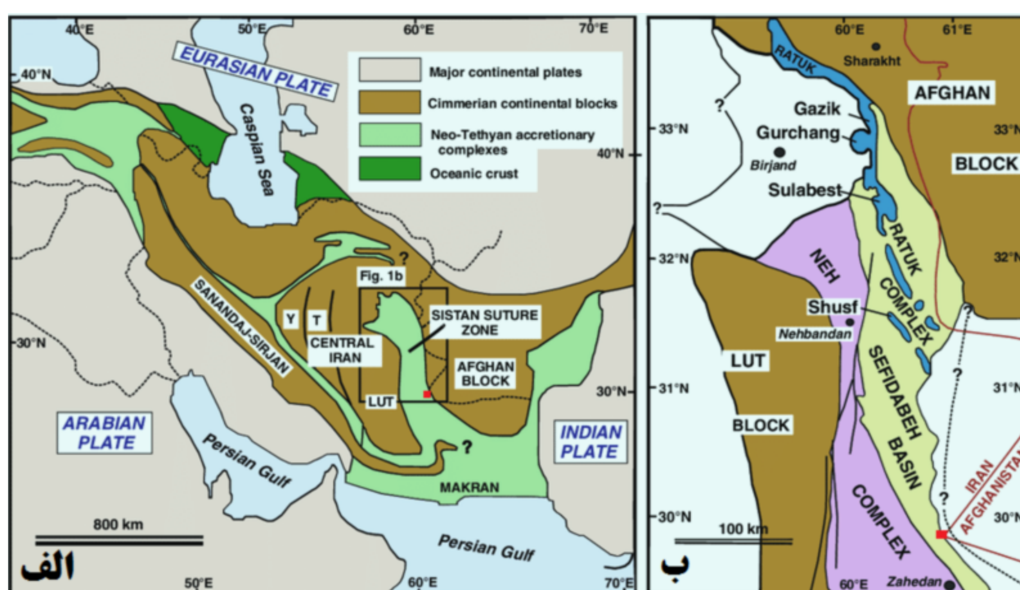
سنگ‌نگاری

۱) واحد آتشفشانی: واحد آندزیتی بر اساس بررسی‌های سنگ-نگاری ترکیب آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت با بافت پورفیری با خمیره ریز دانه و یا ریزسنگی تا شیشه‌ای دارد.

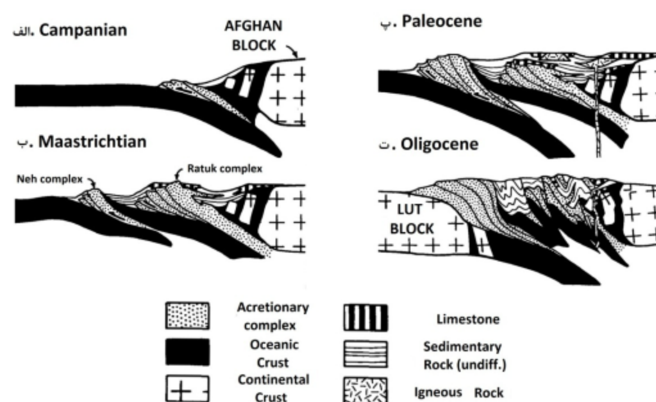
آندزیت بازالتی: درشت بلورها (۴۰ تا ۵۵ درصد) به ترتیب درصد فراوانی شامل پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۰ درصد)، آمفیبول (۲۰ تا ۳۵ درصد) و کلینوپیروکسن (۵ تا ۱۰ درصد) هستند. روتیل و آپاتیت سوزنی به عنوان فاز فرعی و کلریت و کانی‌های کدر به عنوان فاز ثانویه حضور دارند. بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل چند ریخت به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با اندازه‌های متوسط و درشت (کوچکتر از ۱ تا ۵ میلیمتر) هستند و از دید ویژگی‌های نوری، ترکیب آندزین- الیگوکلاز دارند. بافت‌های

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

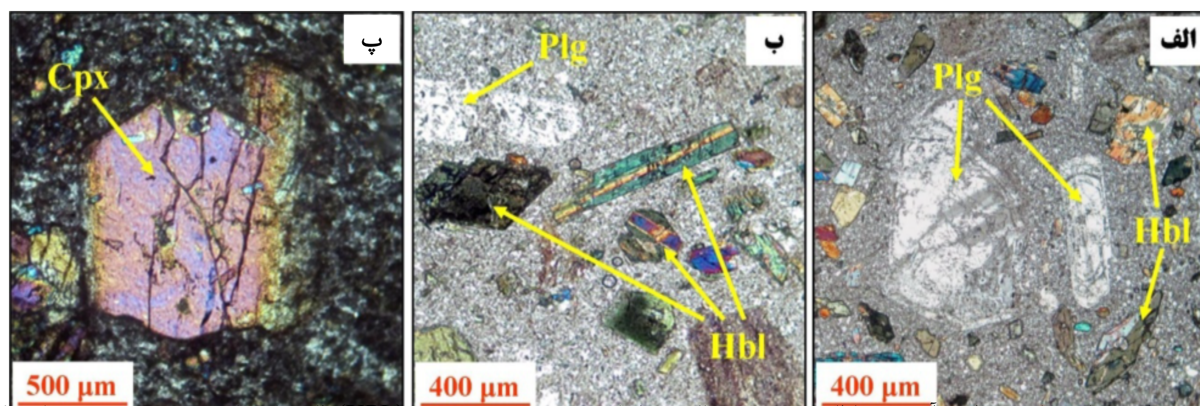
غیرتعادلی شامل منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۵ الف)، بافت غربالی و لبه باز رشد یافته از جنس فلدسپار پتاسیم در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند که می‌توانند نشانگر آمیختگی ماگمایی در مخزن ماگما، کاهش فشار همه جانبه یا افزایش فشار بخار آب بر اثر بالاآمدگی ماگما [۶] و یا دگرنهادی پتاسیمی باشند. پلاژیوکلازها در خمیره ایـن سنگ‌ها نیز به صورت تیغه‌های کوچک‌تر وجود دارند. آمفیبول از نوع هورنبلند پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده آندزیت- هاست که به صورت درشت بلور و نیز بلورهای کوچکتر در خمیره وجود دارد. هـورنبلند به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل- دار در مقاطع طولی (ستونی) و عرضی (شش وجهی) با رخ‌های مشخص معمولا به رنگ سبز و به ندرت قهوه‌ای قابل دیده است (شکل ۵ ب). در بعضی نمونه‌ها، هورنبلندهایی با حالت منطقه بندی وجود دارند که به احتمال بسیار تغییرات آهن و منیزیم را نشان می‌دهند. بلورهای پیروکسن که از دید ویژگی‌های نوری بیشتر از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) هستند در مواردی اورالیتی و یا به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۵ پ). پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها گاه بافت گلومروپورفیری نشان می‌دهند. درشت بلورها و خمیره در برخی جاها به مجموعه‌ای از کلریت، اپیدوت، کربنات و به مقدار کمتر کانی‌های رسی، سریسیت و تجزیه شده‌اند بـه طوری که گاهی آمفیبول‌ها و پیروکسن‌ها را را تنها می‌توان از روی شکل خارجی تشخیص داد.



شکل ۳ الف) جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین خورده آلپ- هیمالیا [۱]. ب) ساختار کلی بخشی از پهنه جوش خورده سیستان (پهنه فلیش شرق ایران) که در مرز بین قطعه‌های لوت و افغان به وجود آمده و شامل سه واحد جداگانه مجموعه رتوک، حوضه سفیدابه و مجموعه نه است و تکامل ساختاری فرضی زمین درز شرق ایران [۱]. منطقه مورد پژوهش با مربع قرمز مشخص شده است.



شکل ۴ تکامل زمین‌ساختی ناحیه زمین درز سیستان [۱].



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی واحد آندزیت بازالتی مجموعه ملک سیاه کوه تهیه شده در نوری (XPL). الف)بلورهای به نسبت درشت پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی، ب) مقـطع طولی و عرضی هورنبلند که دارای منطقه‌بندی است و پ) بلور پیروکسن همراه با شکستگی‌های عمیق و لبه‌های حل شده.

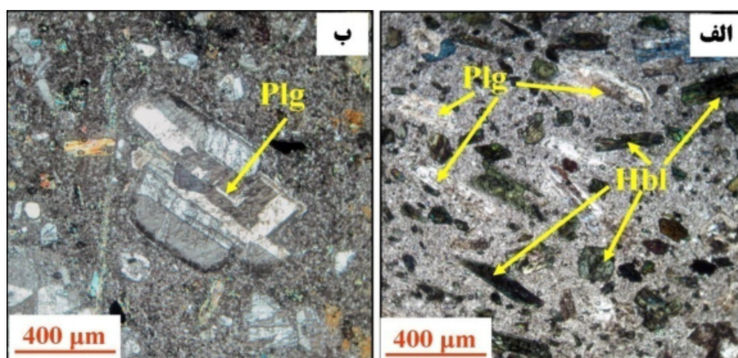
تراکی آندزیت: حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد بافت سنگ را درشت بلورها و باقی آن را کانی‌های ریز خمیره تشکیل می‌دهند. درشت بلورها به ترتیب درصد فراوانی شامل پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد)، فلدسپات قلیایی (۲۰ تا ۲۵ درصد) و آمفیبول (۲۰ تا ۲۵ درصد) هستند (شکل ۶ الف). بیوتیت و کوارتز سوزنی، به عنوان فاز فرعی و سریسیت و کانی‌های کدر به عنوان فاز ثانویه حضور دارند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای اندازه حدود ۰٫۵ تا ۱٫۵ میلیمتر هستند و با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیب آن‌ها از آندزین تا الیگوکلاز متغیر است. آنها اغلب شکل‌دار تـا نیمه شکـل‌دار و دارای بافت چندریخت هستند و در برخی نمونه‌ها حالت منطقه بندی نوسانی نیز نشان می‌دهند (شکل ۶ ب). فلدسپات قلیایی از نوع سانیدین ریز بلور است که اغلب به صورت تیغک‌های ریزسنگی در خمیره وجود دارند. آمفیبول از نوع هـورنبلند بوده و بیش‌ترین و مهم‌ترین کـانی فرومنیزین در تراکی آندزیت‌هاست. به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در مقاطع طولی (ستونی) و عرضی (شش وجهی) وجود دارند (شکل ۶ الف). درشت بلورها بافت گلومروپورفیری نیز نشان می‌دهند. فاز انباشتی گابرو شامل انباشت کانی‌های مافیک درشت بلور (پیروکسن ماکل‌دار و پلاژیوکلاز) با بافت دانه ای در متن برخی از نمونه‌ها به صورت اتولیت وجود دارد.

۲) واحد آذرین نفوذی: بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، ترکیب آن‌ها گرانودیوریت و دیوریت با بافت دانه‌ای دانه متوسط تا ریز است که در بعضی دیوریت‌ها بافت آن‌ها بسیار ریز و تا حدی پورفیری است.

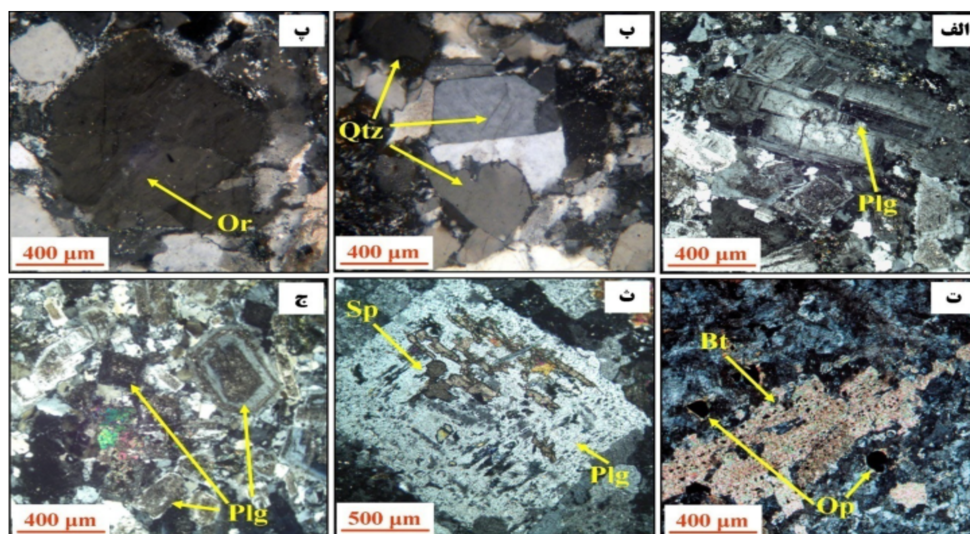
گرانودیوریت: درشت بلورهای تشکیل دهنده سنگ (۵۰ تا ۷۰ درصد) به ترتیب درصد حجمی فروانی شامل پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۵۵ درصد)، کوارتز (۲۵ تا ۳۵ درصد)، فلدسپات قلیایی (۱۰ تا ۱۵ درصد) و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) هستند. کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، آپاتیت و اسفن و کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلازها اغلب به صورت بلورهای به نسبت بزرگ شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در نمونه‌ها وجود دارند. پلاژیوکلازهای کوچک‌تر در زمینه و بین بلورهای بزرگ‌تر قرار دارند. آنها دارای ماکل چندریخت، آلبیت- پریکلین و آلبیتی هستند و گاهی نیز منطقه‌بندی نوسانی از خود نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). بر پایه زاویهٔ خاموشی و ضریب شکست، قسمت‌های مرکزی ترکیب آندزین تا الیگوکلاز و قسمت‌های لبه‌ای آلبیت دارند. در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، لبه بلور دچار خوردگی و حل شدگی شده است که این امر می‌تواند نشان دهنده ناپایداری شرایط تشکیل بلور و تغییر شرایط مذاب از نظر ترکیب و دما باشد. به علت دگرسانی شدید در منطقه، پلاژیوکلازها گاهی به سوسوریت، اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. کوارتز به صورت بی‌شکل و گاهی بـه صورت گِرد شده وجود دارد که اغلب دارای خاموشی موجی است (شکل ۷ ب). آنها در اندازه‌های ریز تا متوسط و به ندرت با بلورهای درشت دیده می‌شوند و معمولا حالت شکسته شده دارند. شکستگی‌ها و خاموشی موجی می‌تواند بیانگر اثر نیروهای زمین ساختی پس از تبلور باشد که این امر با زمین ساخت به نسبت شدید منطقه همخوانی دارد. درون بعضی از کوارتزها، میانبارهای آپاتیت و بیوتیت وجود دارد. فلدسپات قلیایی از نوع اورتوکلاز است. این کانی‌ها به صورت نیمه شکل- دار و به ندرت شکل‌دار و به اندازه‌های کوچک تا متوسط دیده می‌شوند (شکل ۷ پ) و اغلب به کانی‌های رسی دگرسان شده-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

اند. در بعضی از بلورهای اورتوکلاز، میانبارهایی از بیوتیت و آپاتیت یافت می‌شود. آنها در برخی نمونه‌ها، به صورت پرتیتی نیز دیده می‌شوند. بیوتیت در نور طبیعی به رنگ‌های قهوه‌ای روشن و سبز زیتونی دیده می‌شود (شکل ۷ ت)، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه ریز تا متوسط بوده و گاهی نیز بـه صورت ثانویه و بی‌شکل در اندازه کوچک دیده می‌شود. روی بعضی از کانی‌ها از قبیل پلاژیوکلاز کانی‌هایی چون اسفن، کلریت و تشکیل شده‌اند (شکل ۷ ث). بعضی از بلورهای بیوتیت به شدت کلریتی شده‌اند و گاهی از بلور بیوتیت تنها شکل اولیه باقی مانده است. آمفیبول از نوع هورنبلند است و به تعداد کم در بعضی از نمونه‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل-دار دیده می‌شود. آمفیبول‌ها در نور طبیعی به رنگ سبز مایل به آبی و به احتمال بسیار از نوع سدیمی هستند. اپیدوت به صورت تک بلور یا اجتماعی از بلورهای کوچک در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها تشکیل شده است. سوسوریت شدن پلاژیوکلازها در نتیجه عملکرد محلول‌های گرمابی منجر به تشکیل اپیدوت-ها می‌شود. کلریت در نتیجه تجزیه کانی‌هایی چون بیوتیت‌ها ایجاد شده است. همه یا بخشی از نمونه‌های دارای بیوتیت، به کلریت تجزیه شده است. کانی‌های رسی اغلب در اثر دگرسانی فلدسپات‌های قلیایی و پلاژیوکلازها ایجاد گردیده‌اند به طوری که در بعضی از نمونه‌ها، سطح کانی‌ها کدر و مات شده و منظره‌ای غبار آلود به وجود آمده است (شکل ۷ ج).

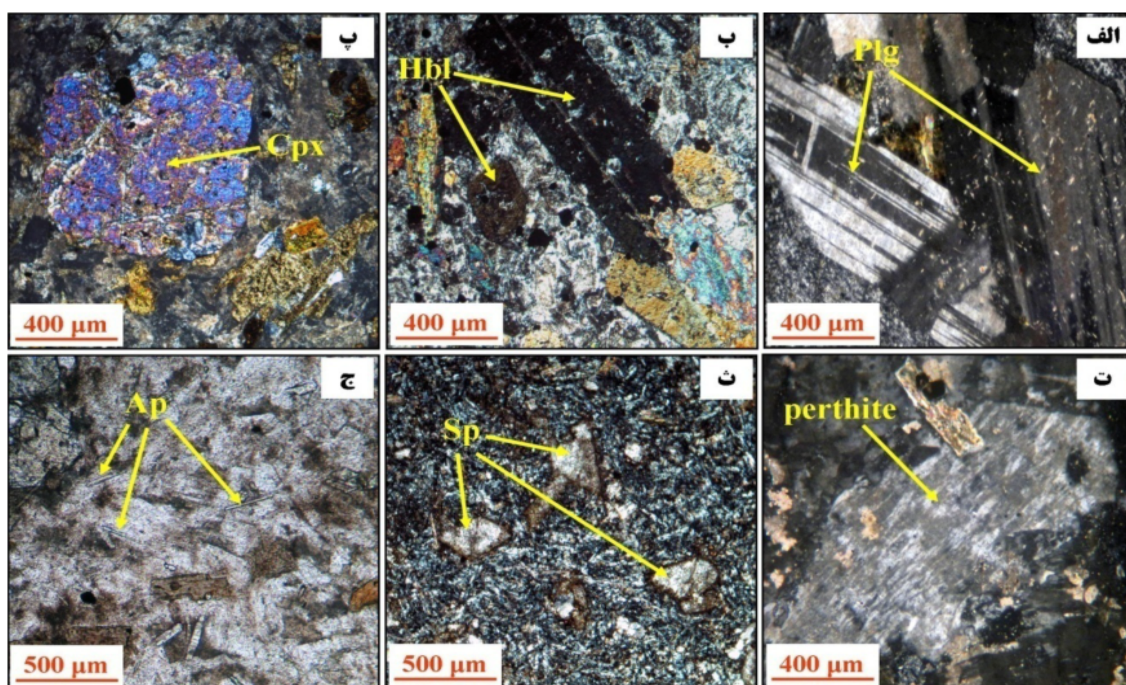


شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی واحد تراکی آندزیت مجموعه ملک سیاه کوه در نور XPL: الف) بـافت پـورفیری جریانی در تراکی آندزیت‌ها، درشت بلورهای شاخص این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند ب) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل آلبیتی و چندریخت.



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی واحد گرانودیوریتی مجموعه ملک سیاه کوه در وضعیت نوری XPL: الف) پلاژیوکلازهای بهم چسبیده با ماکل آلبیت-پریکلین و نیز منطقه بندی نوسانی با حاشیه واکنشی به همراه پلاژیوکلازهای کوچک‌تر که به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. ب) بلور کوارتز بی شکل که دارای شکستگی است. پ) اورتوکلاز تا حدودی پرتیتی شده. ت) بلور کشیده بیوتیت دارای میانبارهای کدر. ث) اسفن‌های بی‌شکلی تشکیل شده بر روی پلاژیوکلاز دارای حاشیه واکنشی و انحلالی. ج) پلاژیوکلاز به همراه فلدسپات آلکان که در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده است.

دیوریت: درشت بلورهای تشکیل‌دهنده سنگ (۴۰ تا ۵۵ درصد) به ترتیب درصد حجمی فروانی شامل پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۵ درصد)، آمفیبول (۱۵ تا ۲۰ درصد) و پیروکسن (۵ تا ۱۰ درصد) هستند. کانی‌های فرعی شامل کوارتز، فلدسپات قلیایی، اسفن، آپاتیت و بیوتیت و کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های رسی، اپیدوت، زوئیزیت و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل آلبیت، آلبیت-پریکلین و برخی با ساختار منطقه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۸ الف). اندازه آن‌ها از ریز بلور (به صورت تیغک‌های کوچک ریزسنگی) تا درشت بلور (بیش از ۲ سانتیمتر) متغیر است. بر پایه زاویهٔ خاموشی و ضریب شکست، ترکیب آن‌ها بین آندزین تا آلبیت است. در برخی از نمونه‌ها، بخش‌های مرکزی پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی، سوسوریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز به صورت غربالی و همچنین با لبه‌های کنگره‌ای و تا اندازه‌ای موج گون دیده می‌شوند؛ به عبارت دیگر، مرز اغلب آن‌ها با کانی‌های دیگر و یا با هم به صورت کنگره‌ای و نامنظم است. همچنین بلورهای تیغه‌ای شکل کوچک پلاژیوکلازهای کلسیمی‌تر با اسفن دارای رابطه پوست ماری بارزی هستند. آمفیبول‌ها اغلب از نوع هورنبلند سبز بوده و اندازه آن‌ها متوسط تا کوچک هستند و به صورت بی شکل و نیمه شکل‌دار ستونی کشیده وجود دارند (شکل ۸ ب). در برخی نمونه‌ها، شاهد تشکیل بیوتیت‌های ثانویه بر آمفیبول هستیم. پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) است و به صورت نیمه شکل‌دار در نمونه‌ها وجود دارد. پیروکسن اغلب دارای شکستگی و حل شدگی است به طوری که در این نقاط، کانی‌های کدر و بیوتیت‌های ثانویه تشکیل شده‌اند (شکل ۸ پ). پیروکسن‌های بزرگ‌تر به صورت خال خال کانی‌هایی چون اسفن، بیوتیت و هورنبلندهای کوچک‌تر را دربر گرفته‌اند. فلدسپات قلیایی به مقدار کم به صورت بی‌شکل از نوع ارتوز پرتیتی وجود دارد (شکل ۸ ت). اسفن به صورت خود شکل و گُوه‌ای در نمونه‌ها قابل دیده است. وجود اسفن نشان از وجود یک ماگمای مافیک‌تر غنی از تیتانیم و دارای نرخ هسته سازی کمتر در مقایسه با بلورهای تیغه‌ای شکل ریز پلاژیوکلاز دارد (شکل ۸ ث). بیوتیت‌ها به شکل ثانویه به صورت لکه‌ای از تبدیل پیروکسن و آمفیبول در شرایط ماگمایی بوجود آمده‌اند، رنگ آن‌ها از قهوه‌ای روشن (کاهی) تا شکلاتی تغییر می‌کند. آپاتیت‌ها به صورت سوزن گون در اغلب نمونه‌ها پراکنده هستند (شکل ۸ ج).



شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی واحد دیوریتی مجموعه ملک سیاه کوه در وضعیت نوری XPL: الف) پلاژیوکلاز با ماکل تغییر شکل یافته. ب) هورنبلند به صورت نیمه شکل‌دار کشیده و شکل‌دار شش وجهی. در بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی آن انحلال صورت گرفته است. پ) پیروکسن نسبتا درشت که در بخش‌های حاشیه‌ای، مرکزی و در راستای کلیواژها انحلال صورت گرفته است. ت) ارتوز پرتیتی با لکه‌های روشن آلبیت. ث) بلورهای خود شکل اسفن در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز. ج) سوزن‌های آپاتیت که بر روی بلور بزرگ پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]

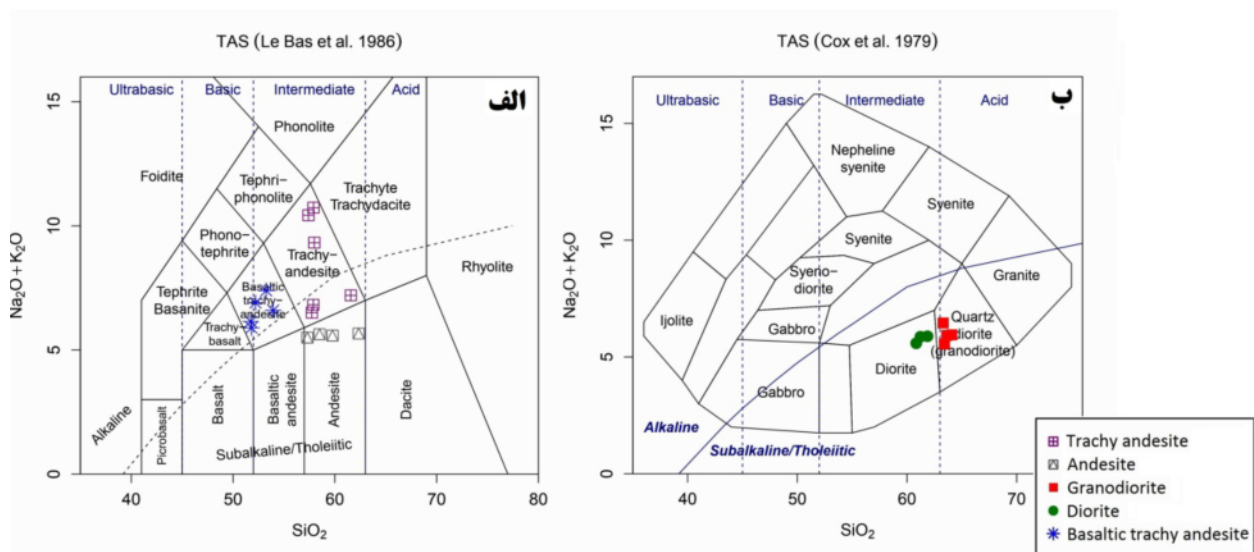
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

زمین شیمی

رده‌بندی شیمیایی و نامگذاری: داده‌های زمین‌شیمیایی توده-های آذرین برای بررسی ساختارهای سنگ‌زا و جایگاه زمین-ساختی سنگ‌های آذرین در منطقه مورد پژوهش استفاده شد. فراوانی اکسیدهای اصلی از ۲۲ نمونه از این مجموعه با استفاده از XRF و عناصر کمیاب و خاکی نادر (REE) با استفاده از ICP-MS از بررسی شد (جدول ۱). نتایج نشان می‌دهد که تراکی آندزیت‌ها دارای مقدار SiO_2 در گستره ۵۵٫۴۶ تا ۶۰٫۴۵٪ و مقدار قلیایی ($K_2O + Na_2O$) حدود ۶ تا ۱۰٪ بوده، اما سنگ‌های حدواسط منطقه دارای مقدار SiO_2 از ۵۵٪ تا ۶۰ درصد وزنی هستند. افزون بر این، مقدار SiO_2 در گرانودیوریت‌ها از ۶۳٫۳۱ تا ۶۴٫۱٪ و کل مقدار قلیایی‌ها از ۵٫۵۶ به ۶٫۴۶٪ متغیر است. در نتیجه، این گرانودیوریت‌ها وابسته به مجموعه آهکی قلیایی پتاسیم بالا هستند. گرانودیوریت با مقدار LREE بالا و مقدار HREE پایین مشخص می‌شود. همه شواهد زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ‌های کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و گرانودیوریت در ملک سیاه کوه به ظاهر در نتیجه تبلوربخشی یک ماگمای خاستگاه تشکیل شده‌اند. بر پایه نمودار TAS [۷] برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه ملک سیاه کوه، این سنگ‌ها شامل طیف پیوسته‌ای از آندزیت و تراکی آندزیت هستند (شکل ۹ الف). بر اساس نمودار نام گذاری سنگ‌های نفوذی TAS [۸]، گستره ترکیبی توده گرانیتوئیدی میزبان منطقه شامل دیوریت و گرانودیوریت است (شکل ۹ ب).

جدول ۱ نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر سنگ‌های منطقه ملک سیاه کوه به روش XRF (درصد وزنی) و ICP-MS (ppm).

نمونه	LL8	LJ6	LK6	LM10	LF14	Km21	Km35	Km49	LL7	Km33	Km41	Km30	Km44	Km57	LK10	Km59	Km28	Km20	Km18	Km11	Km68	Km74
Si_2O	۵۰٫۵۹	۵۱٫۰۶	۵۱٫۳۵	۵۲٫۰۹	۵۳٫۱۵	۵۵٫۴۶	۵۵٫۹۶	۵۶٫۱	۵۶٫۱۱	۵۶٫۳۴	۵۷٫۲۸	۵۷٫۶۳	۵۹٫۱	۶۰٫۴۵	۶۱٫۵۶	۶۰٫۸۴	۶۱٫۲۳	۶۱٫۸۷	۶۳٫۳۱	۶۳٫۴۲	۶۳٫۶۴	۶۴٫۱
TiO_2	۰٫۷۶	۰٫۸۸	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۷۷	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۶۴	۰٫۶۸	۰٫۶۳	۰٫۶۸	۰٫۵۳	۰٫۶۹	۰٫۶	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۶۱	۰٫۳۱	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۳۹	۰٫۳۶
Al_2O_3	۱۳٫۲۲	۱۲٫۱۹	۱۱٫۲۶	۱۳٫۰۹	۱۲٫۱۶	۱۷٫۱۶	۱۴٫۸۷	۱۸٫۴۷	۱۱٫۳۸	۱۴٫۵۲	۱۸٫۶۸	۱۲٫۷۳	۱۱٫۵۷	۱۲٫۹۳	۱۴٫۹۳	۱۴٫۹۳	۱۶٫۵۶	۱۶٫۱۱	۱۶٫۱۷	۱۵٫۶۴	۱۷٫۴۲	۱۵٫۶۵
Fe_2O_3	۱۰	۸٫۲۶	۸٫۷۱	۸٫۰۵	۸٫۰۴	۴٫۹۷	۷٫۹	۵٫۳۴	۷٫۷۱	۷٫۶۳	۵٫۱۹	۶٫۰۳	۵٫۱۷	۶٫۵۸	۵٫۵۱	۵٫۵۱	۴٫۳۹	۵٫۵	۵٫۴۴	۵٫۴۸	۵٫۳۶	۴٫۸۹
MnO	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۶
MgO	۸٫۱۳	۱۰٫۲۹	۹٫۴۷	۶٫۵۴	۷٫۴۷	۲٫۵۲	۵٫۸۶	۳٫۳۴	۶٫۴۸	۵٫۹۶	۴٫۳۱	۷٫۲۱	۹٫۲۵	۴٫۷۳	۴٫۱۹	۴٫۱۹	۴٫۷۶	۳٫۱۲	۲٫۲۳	۳٫۲۷	۳٫۱۶	۲٫۷۴
CaO	۹٫۳۸	۹٫۳۳	۹٫۰۷	۹٫۲	۹٫۸۸	۴٫۲۱	۶٫۸	۲٫۸۷	۷٫۸۲	۴٫۸۷	۲٫۷۴	۸٫۳۱	۷٫۰۴	۵٫۱۸	۵٫۹۷	۵٫۹۷	۴٫۶۲	۴٫۸۵	۲٫۵	۴٫۸۴	۳٫۱۴	۴٫۳۱
Na_2O	۲٫۹۹	۲٫۰۸	۱٫۹۸	۲٫۱۶	۲٫۵۸	۳٫۴۶	۲٫۳۶	۳٫۵۴	۲٫۸۶	۳٫۱۸	۳٫۳۵	۲٫۳۸	۲٫۱۵	۳٫۴	۳٫۴۳	۳٫۴۳	۲٫۷۶	۳٫۲۶	۳٫۹۷	۳٫۱۲	۳٫۲۱	۳٫۳۲
K_2O	۳٫۰۲	۳٫۷۳	۴٫۸۱	۵٫۰۷	۳٫۹۲	۶٫۸۲	۳٫۰۱	۶٫۶۵	۳٫۴۶	۳٫۴۶	۵٫۸۶	۳٫۱۷	۳٫۳۷	۳٫۶۷	۲٫۱۶	۲٫۱۶	۳٫۱۱	۲٫۶۳	۲٫۴۹	۲٫۴۴	۲٫۷۱	۲٫۶۳
P_2O_5	۰٫۴۱	۰٫۵۹	۰٫۷۸	۰٫۶۹	۰٫۴۱	۰٫۶۲	۰٫۲۳	۰٫۶۸	۰٫۵۱	۰٫۵۸	۰٫۵۴	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۰٫۴۹	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳۹	۰٫۰۳۸	۰٫۲۳	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۱۳
L.O.I	۱٫۳۲	۱٫۱۷	۱٫۳۲	۱٫۹۴	۱٫۴۷	۳٫۹۶	۲٫۲۷	۲٫۲۱	۲٫۵۶	۲٫۵۶	۱٫۰۸	۱٫۱۶	۰٫۹۸	۱٫۵۶	۰٫۹۹	۱٫۸۳	۲٫۰۳	۱٫۷۴	۲٫۷۸	۱٫۱	۰٫۸۹	۱٫۶۴
Total	۱۰۰	۹۹٫۷۲	۹۹٫۶۷	۹۹٫۷۴	۱۰۰	۹۹٫۷۴	۹۹٫۹۲	۹۹٫۹۳	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۷	۹۹٫۶۷	۹۹٫۸۶	۹۹٫۷۴	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۵	۱۰۰٫۶	۹۹٫۸۵	۹۹٫۷۳	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۳
V	۹۴٫۸	۱۰۰٫۲	۱۰۱٫۹	۹۹٫۴۶	۹۹٫۳۵	۱۳۷٫۴	۱۲۷٫۱	۱۳۹٫۵	۹۶٫۵	۱۲۹٫۳	۸۹٫۴	۹۶٫۵	۹۴٫۶	۹۶٫۸	۹۹٫۱	۹۹٫۶	۱۱۰٫۳	۱۴۲٫۵	۱۲۹٫۴	۱۳۶٫۸	۱۲۰٫۲	۱۱۰٫۷
Cr	۱۳۴	۳۴۸	۵۱۷	۱۲۸	۴۷۹	۱۸۰	۱۲۵	۱۲۹	۱۲۲	۲۱۳	۱۹۸	۱۳۴	۱۲۸	۱۴۵	۱۸۰	۱۰۶	۱۱۷	۱۵۹	۱۵۱	۱۵۰	۱۴۳	۱۱۸
Ni	۵۲٫۶	۶۱٫۵	۵۵٫۷	۵۲٫۹	۵۴٫۳	۵۷٫۳	۵۲٫۴	۷۷٫۶	۵۳٫۷	۶۰	۵۵	۷۷٫۶	۶۹٫۸	۵۹٫۴	۵۱٫۸	۵۹٫۳	۷۸٫۱	۹۰٫۲	۹۸٫۶	۱۰۱٫۴	۷۱٫۳	۹۱٫۵
Co	۳۴٫۶	۳۹٫۲	۳۸٫۹	۳۳٫۳	۳۷٫۴	۱۱٫۴	۱۲٫۱	۱۴٫۲	۲۶٫۳	۱۱٫۵	۱۲٫۶	۱۲٫۷	۱۲٫۱	۱۳	۱۹٫۳	۱۲٫۳	۱۱٫۵	۱۱٫۹	۱۳	۱۲٫۲	۱۳٫۸	۱۴٫۵
Zn	۷۶٫۳	۵۵٫۹	۱۴۹	۱۰۱٫۲	۵۸٫۹	۵۶٫۴	۷۴٫۴	۵۵٫۲	۱۰۱٫۷	۵۱٫۴	۶۳٫۳	۵۷	۵۷٫۵	۵۴٫۴	۸۷٫۶	۵۵٫۸	۵۵٫۴	۵۲٫۱	۵۳٫۸	۵۰٫۵	۵۸٫۳	۶۴٫۳
Ga	۱۶٫۵	۱۴٫۳	۱۴٫۱	۱۵	۱۵٫۹	۱۵	۱۶٫۳	۱۴٫۲	۱۴٫۲	۱۵٫۴	۱۴٫۳	۱۷٫۸	۱۴٫۴	۱۸٫۱	۲۲٫۲	۲۱٫۳	۱۷٫۴	۱۸٫۱	۱۹	۱۹٫۶	۱۸٫۲	۱۷٫۸
Sn	۲	۲٫۳	۱٫۸	۲٫۲	۲٫۲	۳	۳	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۹	۲٫۲	۲	۱٫۸	۱٫۹	۲٫۴	۱٫۸	۱٫۷	۲	۲٫۹	۱٫۸	۲	۲٫۴
W	۳٫۳	۴٫۸	۶٫۱	۴٫۶	۱۲٫۵	۱٫۵	۱٫۲	۱٫۲	۳٫۱	۱٫۳	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۲	۱٫۱	۷٫۹	۱	۱	۱٫۸	۱٫۱	۱٫۲	۱٫۴	۰٫۹
Ba	۱۲۵۰	۱۲۱۲	۱۵۵۸	۱۶۲۳	۱۲۲۲	۳۳۷٫۴	۳۱۵٫۷	۴۲۶٫۶	۱۴۱۵	۳۴۸٫۶	۳۴۶٫۷	۳۵۴٫۳	۳۴۱	۳۲۰٫۵	۱۲۲۴	۳۰۴٫۱	۳۴۲٫۶	۵۲۵٫۲	۳۶۲٫۴	۳۳۶	۳۹۶٫۸	۲۷۸٫۳
Sr	۷۴۵	۸۱۷	۷۹۱	۹۵۵	۶۳۱	۳۰۱٫۹	۲۷۰٫۵	۲۸۱٫۲	۷۱۰	۳۰۵٫۵	۳۳۵	۲۷۳٫۸	۳۰۱٫۶	۳۳۷٫۱	۱۲۳۷	۲۷۶٫۶	۲۹۲٫۱	۳۴۸٫۹	۴۰۴٫۹	۴۴۶٫۷	۳۳۳٫۴	۲۱۵٫۷
Rb	۷۹٫۷	۱۳۱٫۸	۱۲۵٫۴	۱۱۸٫۵	۹۶٫۷	۷۴٫۳	۷۶٫۸	۹۹٫۱	۷۵٫۵	۸۲٫۴	۱۱۷٫۳	۱۲۵٫۷	۹۹٫۳	۱۲۸٫۵	۷۸٫۹	۱۱۵٫۷	۱۴۸٫۶	۱۳۲٫۱	۱۲۸٫۹	۱۵۲٫۴	۱۳۵٫۳	۱۵۸٫۲
Nb	۵٫۷	۱۲	۷٫۴	۱۰٫۲	۱۰٫۱	۱۰٫۵	۱۵٫۷	۱۰٫۲	۸٫۶	۱۴٫۵	۱۰٫۷	۱۱٫۶	۱۱٫۴	۱۱٫۱	۱۰٫۶	۱۱٫۵	۱۱٫۶	۱۲٫۳	۱۱٫۱	۱۱٫۹	۱۰٫۹	۱۲٫۲
Y	۱۹٫۶	۱۸٫۹	۲۰٫۶	۱۹٫۵	۲۰٫۳	۱۱٫۳	۱۵٫۲	۱۱٫۱	۱۶٫۹	۱۲٫۴	۱۳٫۹	۱۱٫۳	۱۲٫۶	۱۱٫۸	۱۴٫۱	۱۲٫۶	۱۲٫۶	۱۲٫۲	۱۳٫۵	۱۲٫۲	۱۱٫۵	۱۴٫۷
Zr	۸۷٫۸	۴۱٫۹	۵۵٫۳	۶۶٫۸	۲۴٫۵	۷۰٫۳	۸۹٫۶	۸۵٫۴	۷۳٫۲	۷۰٫۶	۸۸٫۷	۸۱٫۱	۸۸٫۷	۱۰۵	۲۰٫۹	۹۱٫۴	۱۰۶٫۱	۹۹٫۵	۱۲۰	۱۳۸٫۳	۱۴۳٫۹	۱۳۶٫۵
Cs	۱٫۵	۸٫۲	۵٫۶	۱٫۳	۳٫۸	۳٫۴	۲٫۷	۳٫۱	۱	۳٫۹	۲٫۶	۱٫۳	۱٫۵	۲٫۲	۴٫۹	۱٫۸	۴٫۶	۵٫۷	۱۰٫۶	۶٫۲	۷٫۱	۸٫۴
Hf	۲٫۸	۱٫۸	۲٫۱	۲٫۴	۱٫۲	۱٫۹	۲٫۴	۲٫۸	۲٫۶	۱٫۸	۲٫۱	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۲	۱	۳٫۴	۴٫۱	۵٫۷	۵٫۱	۴٫۶	۴٫۳	۵٫۲
Ta	۰٫۵	۱٫۴	۰٫۷	۰٫۹	۱٫۴	۱٫۳	۰٫۹	۰٫۵	۰٫۸	۱٫۱	۱٫۴	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۹	۱٫۳	۱٫۷	۱٫۲	۱٫۱	۰٫۹	۱٫۲	۱٫۱	۰٫۹
Th	۳٫۹	۳٫۶	۵٫۸	۶٫۱	۳٫۷	۱۱٫۴	۱۲٫۲	۱۰٫۶	۵٫۳	۱۱٫۴	۱۰٫۹	۱۱٫۹	۱۱٫۸	۱۱٫۴	۴٫۷	۱۱٫۳	۱۲٫۷	۱۱٫۹	۱۳٫۱	۱۲٫۱	۱۱٫۸	۱۰٫۲
U	۱٫۳	۱٫۷	۲٫۱	۲	۱٫۳	۱٫۷	۲٫۶	۲٫۱	۱٫۸	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۸	۲٫۴	۲٫۴	۱٫۷	۲٫۷	۳٫۳	۳٫۳	۳٫۲	۲٫۸	۲٫۴	۲٫۷
La	۱۷٫۱	۲۳٫۳	۲۳٫۴	۲۶٫۳	۱۷٫۷	۲۰٫۶	۲۳٫۱	۱۶٫۲	۲۰٫۹	۲۳٫۲	۱۷٫۷	۲۱٫۴	۲۵٫۵	۲۰٫۱	۲۱٫۳	۲۱٫۳	۱۵٫۶	۳۲٫۸	۱۹٫۶	۲۶٫۷	۲۵٫۸	۳۴٫۲
Ce	۳۳٫۵	۴۵	۴۶٫۱	۵۰٫۱	۳۵٫۳	۵۹٫۳	۴۴٫۶	۶۲٫۴	۳۹٫۵	۴۱٫۴	۳۹٫۸	۵۵٫۲	۵۷٫۴	۴۱٫۸	۴۰٫۶	۷۶٫۴	۵۶٫۸	۶۹٫۹	۴۶٫۴	۴۷٫۹	۴۹٫۶	۴۱٫۹
Pr	۴٫۴	۶	۶٫۲	۶٫۵	۴٫۸	۵٫۱	۴٫۹	۵	۵	۵٫۴	۴٫۸	۵٫۹	۶٫۱	۴٫۴	۵٫۱	۶٫۵	۵٫۸	۸٫۱	۷٫۲	۴٫۵	۶٫۴	۶٫۷
Nd	۱۸	۲۲٫۷	۲۳٫۹	۲۷٫۳	۱۸٫۶	۱۸٫۶	۲۱٫۱	۲۲٫۳	۲۰٫۴	۱۹٫۳	۲۱٫۹	۲۳٫۴	۱۷٫۸	۲۵٫۳	۱۹٫۲	۲۱٫۲	۳۴٫۱	۳۱٫۲	۲۷٫۳	۱۶٫۴	۲۵٫۱	۲۴٫۲
Sm	۴٫۹	۵٫۵	۶٫۴	۶٫۸	۵٫۱	۴٫۷	۵٫۱	۵٫۶	۵٫۱	۶٫۲	۵٫۳	۵٫۵	۶٫۴	۴٫۸	۴٫۶	۶٫۸	۳٫۷	۶٫۷	۵٫۱	۴٫۳	۵٫۲	۴٫۷
Eu	۱٫۹	۱٫۸	۲٫۱	۲٫۵	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۴	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۹	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۸	۰٫۹	۱	۱٫۱	۱٫۲	۱	۱٫۱	۱٫۱
Gd	۳٫۷	۴٫۹	۵٫۲	۵	۴٫۴	۳٫۴	۳٫۶	۴٫۱	۳٫۷	۴٫۲	۴٫۸	۵٫۱	۳٫۷	۴٫۹	۳٫۵	۳٫۴	۶٫۱	۵٫۸	۵٫۲	۳٫۹	۵٫۱	۵٫۷
Tb	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۹
Dy	۴	۴٫۲	۴٫۵	۴٫۲	۴٫۳	۲٫۹	۳٫۵	۳٫۷	۳٫۵	۳٫۴	۴٫۲	۴٫۱	۴٫۲	۳٫۶	۲٫۹	۴٫۳	۴٫۵	۴٫۶	۴٫۱	۳٫۶	۵٫۲	۳٫۷
Ho	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۹
Er	۲٫۱	۲	۲٫۱	۲٫۱	۲٫۱	۱٫۴	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۸	۲٫۱	۱٫۹	۲٫۱	۲٫۲	۲٫۱	۱٫۴	۱٫۴	۲٫۹	۲٫۸	۲٫۵	۲٫۳	۳٫۱	۳٫۴
Tm	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴
Yb	۲٫۵	۲٫۲	۲٫۳	۲٫۳	۲٫۵	۱٫۵	۱٫۹	۲	۱٫۹	۲٫۳	۲٫۲	۲٫۱	۲٫۵	۲٫۳	۱٫۵	۲٫۱	۳٫۴	۲٫۶	۲٫۵	۲٫۲	۲٫۱	۳٫۴
Lu	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵

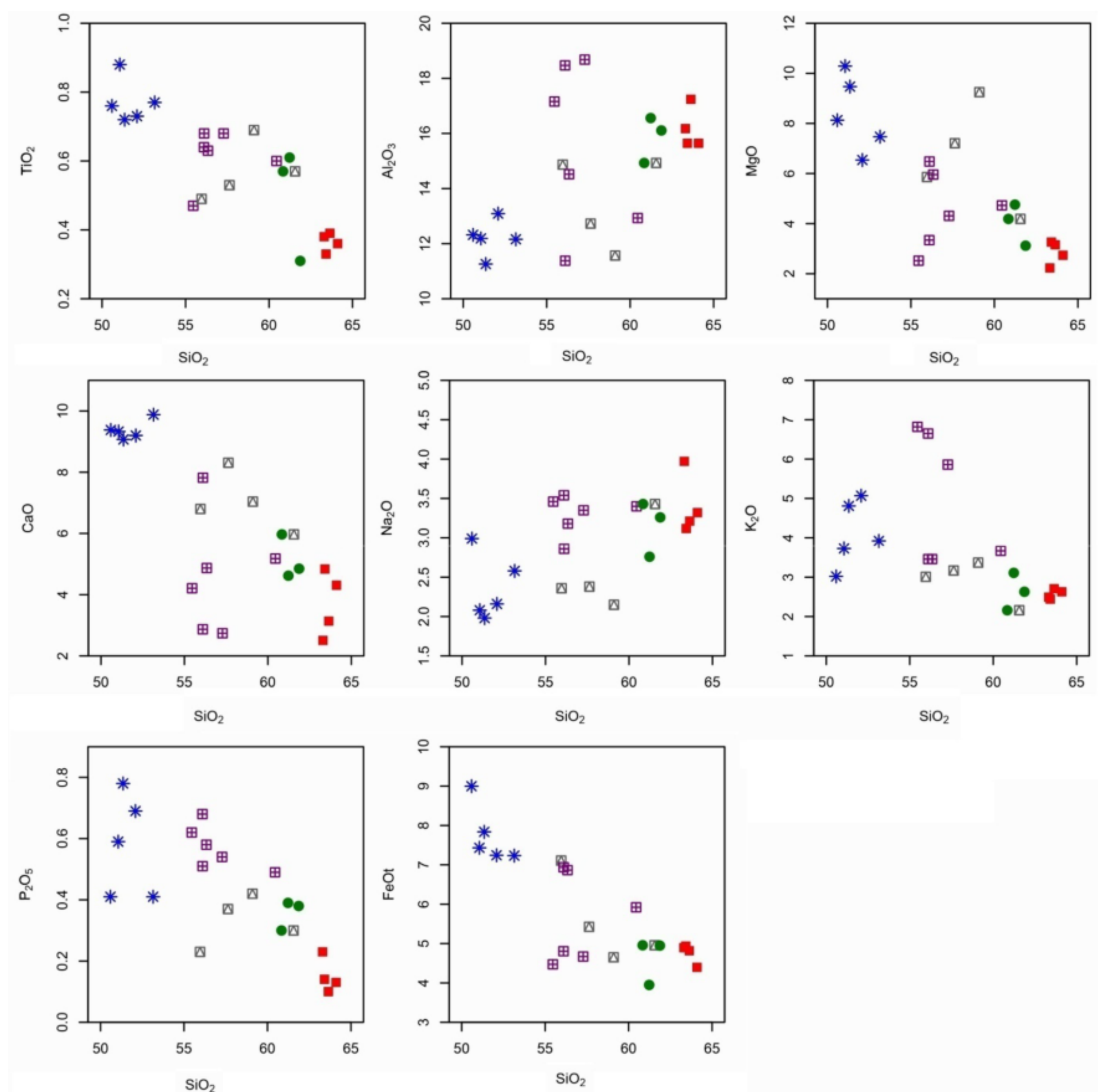


شکل ۹ الف) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر روی نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس TAS، از [۷]، ب) موقعیت نمونه‌های سنگی آذرین نفوذی منطقه ملک سیاه کوه بر روی نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس TAS، از [۸].

زمین شیمی عناصر اصلی: در سنگ‌های آذرین منطقه گستره تغییرات اکسیدهای اصلی به صورت SiO_2 از ۵۰/۵۹ تا wt% ۶۴/۱، Al_2O_3 از ۱۱/۲۶ تا wt% ۱۸/۶۸، Fe_2O_3 از ۴/۳۹ تا wt% ۱۰، MgO از ۲/۲۳ تا wt% ۱۰/۲۹، CaO از ۲/۵ تا wt% ۹/۸۸، Na_2O از ۲/۰۸ تا wt% ۳/۹۷) و K_2O از ۲/۱۶ تا wt% ۶/۸۲ است (جدول ۱). نمودارهای تغییرات هارکر اکسیدهای اصلی برای سنگ‌های آذرین منطقه در شکل ۱۰ آمده است. بر این اساس، سنگ‌های آذرین منطقه برای اکسید CaO با افزایش مقدار سیلیس، روند کاهشی نشان می‌دهند. این روند کاهشی می‌تواند بیانگر جدایش پلاژیوکلاز طی جدایش ماگمایی باشد، زیرا این عناصر بیشتر در ساختار فلدسپارها به ویژه پلاژیوکلازها وارد می‌شوند. همچنین CaO در ساختار پیروکسن و آمفیبول نیز وارد شده که باعث ایجاد روند کاهشی در آن طی جدایش ماگمایی شده است. Al_2O_3 با افزایش مقدار سیلیس روند افزایشی نشان می‌دهد، به احتمال بسیار Al_2O_3 در درجه ذوب بخشی یکسان در فشارهای کم، در مقایسه با فشارهای بالا، افزایش نشان می‌دهد [۹]. اگرچه در سنگ‌های منطقه، پراکندگی‌هایی در عنصر Al دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل متحرک بودن آن باشد. Na_2O که جزء اکسیدهای ناسازگار محسوب می‌شود، به طور کلی با افزایش SiO_2 در ماگماها روندی افزایشی نشان می‌دهد. مقادیر MgO و FeO در مذاب‌ها به ترکیب شیمیایی و کانی شناسی سنگ‌های خاستگاه، مقدار ذوب‌بخشی، میزان سیال‌ها، درجه جدایش یافتگی ماگما و شرایط جدایش ماگمایی بستگی دارد. این دو اکسید در نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی، با افزایش SiO_2 روندی کاهشی دارند (شکل ۱۰). روند نزولی اکسیدهای Mg و Fe بیانگر سازگاری آن‌ها طی جدایش است. این عناصر در کانی‌های دیرگدازی چون الیوین، پیروکسن و مگنتیت وارد می‌شوند و بنابراین با افزایش SiO_2، کاهش نشان می‌دهند. P_2O_5 و TiO_2 در سنگ‌های منطقه، مقادیر پایینی دارند که از ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به فرورانش محسوب می‌شود [۱۰]. همچنین، بررسی تغییرات عناصر در نمودارهای هارکر بیانگر پراکندگی در روند زمین شیمیایی برخی عناصر اصلی در سنگ‌های منطقه است. به نظر می‌رسد که چنین روندهای پراکنده عناصر در نمودارهای هارکر افزون بر جدایش ماگمایی برآمده از تبلوربخشی، در اثر عوامل مختلف سنگ شناسی دیگر چون آلودگی، انباشت درشت بلورها و یا آمیختگی ماگمایی نیز باشد. به احتمال بسیار ماگماهای منطقه در اثر عوامل مختلف سنگ‌شناسی، اغلب ویژگی‌های اولیه خود را از دست داده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]



شکل ۱۰ نمودارهای پراکندگی مجموعه عناصر اصلی در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های آذرین منطقه ملک سیاه کوه.

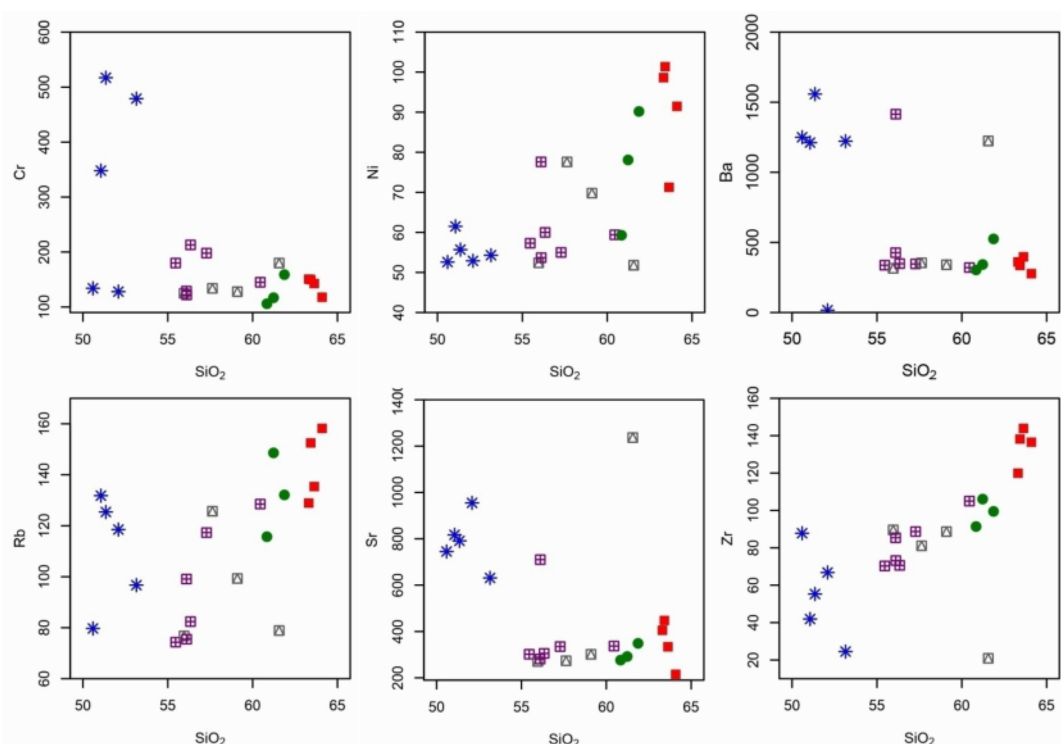
زمین‌شیمی عناصر کمیاب: عناصر کمیاب در مقایسه با عناصر اصلی، در متمایز کردن فرایندهای سنگ شناسی کارایی بیشتری دارند [۱۱]. به طور کلی، مقدار عنصر Rb در سنگ-های منطقه با افزایش مقدار SiO_2 افزایش می‌یابد. روند افزایشی دیده شده در عنصر Rb با جدایش بلوری کانی‌های فلدسپار قلیایی و بیوتیت همخوانی دارد (شکل ۱۱). مقادیر عناصر Ba و Sr با افزایش جدایش ماگمایی کاهش می‌یابد. عنصر Zr طی جدایش، روند افزایشی نشان می‌دهد. زیرکونیم در فراورده‌های نهایی جدایش به وفور یافت می‌شود و به دلیل شعاع یونی بزرگ وارد کانی‌های رایج سنگ ساز نمی‌شود. عنصر Cr در نمونه‌های آذرین منطقه با افزایش جدایش، روند کاهشی نشان می‌دهد. فراوانی عنصر Cr در سنگ‌های منطقه پایین است که این ویژگی در عناصر سازگار بیانگر آن است که این سنگ‌ها برآمده از ماگماهایی بسیار جدایش یافته‌اند. مقدار عنصر Ni در سنگ‌های منطقه با افزایش مقدار SiO_2 افزایش

باریم در کانی‌های فلدسپار قلیایی و بیوتیت جایگزین پتاسیم می‌شود، به طوری که در فلدسپارهای قلیایی تا حدود ۱۱/۴۵ و در بیوتیت‌ها تا ۲۳/۵ برابر مذاب غنی شدگی نشان می‌دهد [۱۲]. عنصر Sr نمودار هارکر پراکندگی قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد. این امر به احتمال بسیار به دلیل انباشتگی پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه است. افزون بر پلاژیوکلازها، این عنصر جانشین K در فلدسپات‌های پتاسیم‌دار نیز می‌شود (شکل ۱۱).

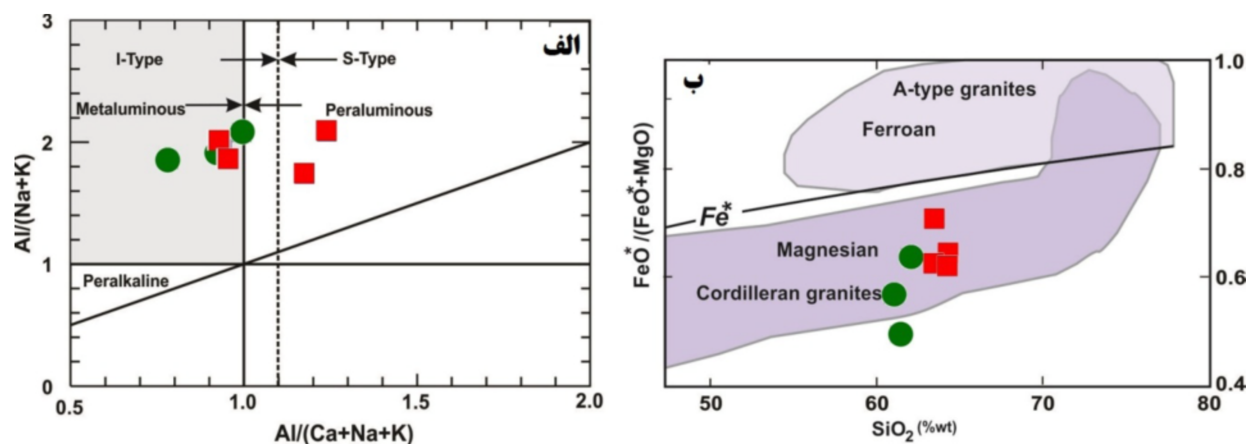
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

می‌یابد (شکل ۱۱). جدای از تبلور بخشی اکسیدهای آهن و سیلیکات‌های فرومنیزین و یا انباشت احتمالی این فازها، فراوانی عناصر Cr و Ni بیشتر ناشی از فازهای کانی شناسی گوشته بوده و تا حد زیادی مستقل از عوامل زمین دینامیکی محیط جایگزینی ماگما (چون اجزاء درگیر در فرایند فرورانش) است [۱۳]. به منظور تعیین ویژگی‌های زمین شیمیایی توده گرانیتوئیدی منطقه از نمودارهایی نیز استفاده شد. بر اساس نمودار ضریب اشباع از آلومین [۱۵،۱۴] که به صورت A/CNK (Al/Ca+Na+K) تعریف شده است توده گرانیتوئیدی منطقه ویژگی متاآلومین نشان می‌دهد (شکل ۱۲ الف). در این نمودار، ویژگی نوع I سنگ‌های منطقه نمایان است. در نمودار Fe* که به صورت FeO*/(FeO*+MgO) نسبت به SiO_2 است [۱۶]، سنگ‌های منطقه در گستره منیزیم‌دار و گرانیت‌های نوع کردیلرایی قرار دارند (شکل۱۲ب).

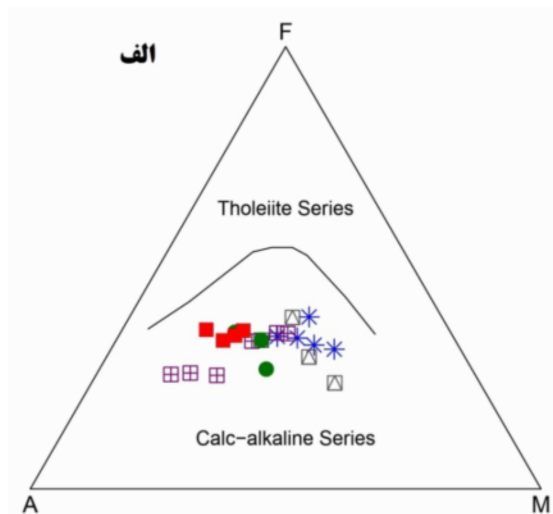


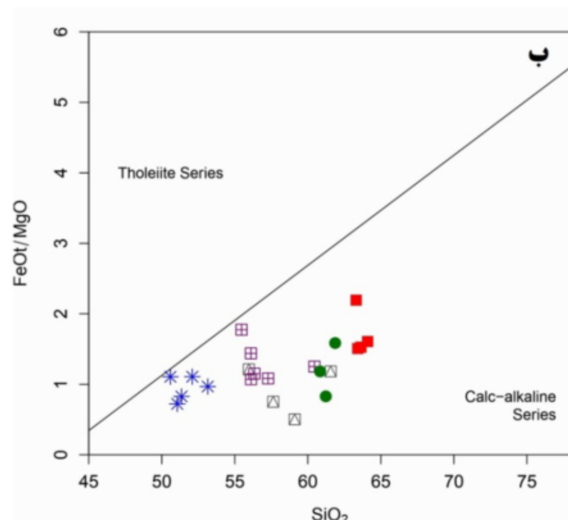
شکل ۱۱ نمودارهای تغییرات برخی از عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های آذرین منطقه ملک سیاه کوه.



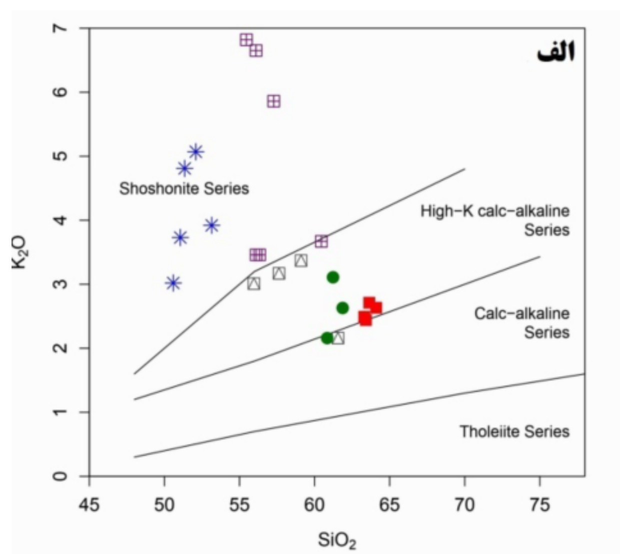
شکل ۱۲ الف) نمودار تعیین میزان اشباع از آلـومین در گرانیت‌های منطقه بـر اساس اندیس Shand، مرز بین گـرانیت‌های I وS از [۱۴] می‌باشد. ب) موقعیت نمونه‌های گرانیتی منطقه بر روی نمودار FeO*/(FeO*+MgO) در برابر SiO_2 از [۱۶]. تمـامی نمونـه‌هـا در قلمـرو گرانیتوئیـدهای کردیلرایی و نوع منیزیمی واقع شده‌اند.

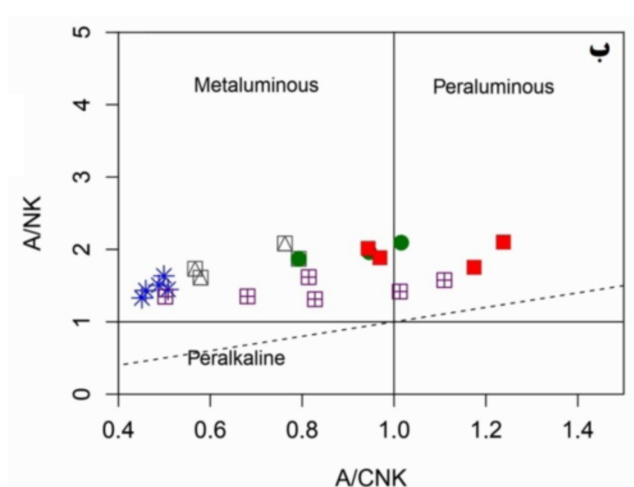
تعیین ماهیت ماگمایی: به منظور تفکیک روندهای جدایش تولئیتی و آهکی قلیایی، در نمونه‌های منطقه، از نمودار AFM [۱۷] استفاده شد. بر اساس این نمودار، سنگ‌های آذرین منطقه در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۱۳ الف). این ویژگی سنگ‌های آذرین منطقه در نمودار FeO^*/MgO نسبت به SiO_2 [۱۸] نیز مشخص است (شکل ۱۳ ب)، به طوری که نمونه‌های دارای نسبت FeO^*/MgO بالاتر ویژگی تولئیتی از خود نشان می‌دهند. آنها در نمودار K_2O-SiO_2 [۱۹]، بیشتر سرشت آهکی قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۱۴ الف). بنابراین، با توجه به روابط شیمیایی و سنگ شناسی، این سنگ‌ها بخشی از ایالت آهکی قلیایی هستند که از قطعه لوت به منطقه سیستان گسترش می‌یابد. از ایـن رو، ویژگی‌هـای زمین شیمیایی مجموعه آذرین ملک سیاه کوه، به اجزای یک فرورانش شدید مربوط می‌شود. بررسی شاخص اشباع از آلومین این نمونه‌ها بر پایه نمودار $A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ [۲۰] که از معیارهای بنیادین در تشخیص گرانیتوئیدهای نوع I از نوع S است [۱۳]، نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین ملک سیاه کوه بیشتر متاآلومین و از نوع I هستند (شکل ۱۴ ب).





شـکل ۱۳ تمایز سری ساب آلکالن به دو سری کالک آلکالن و تولهایتی در نمودارهـای الـف) AFM [۱۷]، ب) FeO/MgO-SiO_2 از [۱۸]، بـرای سنگ‌های منطقه ملک سیاه کوه.



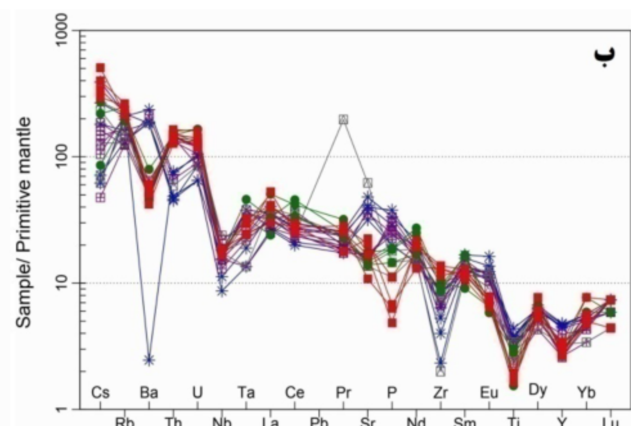


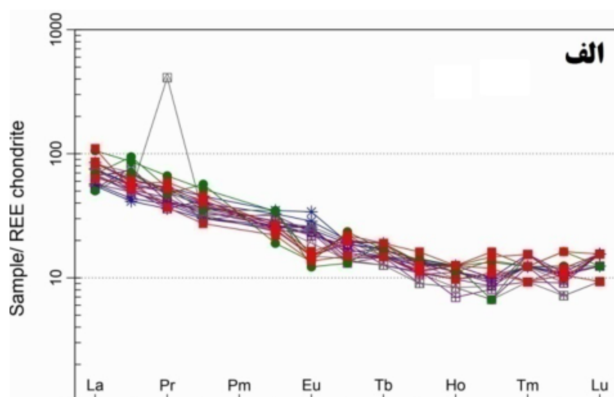
شکل ۱۴ الف) نمودار K_2O-SiO_2 ارائه شده توسط [۱۹]. ب) نمودار $A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ ارائه شده توسط [۲۰].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و خاکی نادر: الگوی عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به کندریت [۲۱] در (شکل ۱۵ الف) نشان داده شده است. همه نمونه‌ها، باوجود سرشت ماگمایی و ترکیب سنگ‌شناسی متفاوت، دارای الگوهای فراوانی مشابه هستند. نتیجه آشکار بررسی زمین شیمیایی REEها غنی‌شدگی LREEها در مقایسه با MREEها و HREEهاست. میزان غنی‌شدگی LREEها نسبت به کندریت بین ۵۰ تا ۱۰۰ برابر است. این ویژگی می‌تواند بیانگر حضور گارنت به عنوان فاز باقیمانده در مذاب باشد، چرا که گارنت ضریب توزیع پسین برای HREE ها دارد [۱۲]. از طرف دیگر، این الگوها می‌تواند ناشی از درجات محدود و کم ذوب‌بخشی گوشته خاستگاه این سنگ‌ها باشد [۲۲]. همچنین این روندها می‌تواند توسط جدایش هورنبلند (از MREEها) و زیرکن (HREE) نیز توضیح داده شود. جدایش آمفیبول می‌تواند ویژگی‌های عناصر اصلی را در مذاب‌های محیط‌های قوسی تغییر دهد. آمفیبول مقادیر SiO_2 بالاتر و TiO_2 پایین‌تری دارد. از این رو، چنین جدایشی به طور موثری مذاب‌های باقیمانده را به سمت SiO_2 بالاتر و TiO_2 پایین‌تر سوق خواهد داد [۲۳] که با روند دیده شده برای سنگ‌های منطقه همخوانی دارد. همچنین، حضور فازهای فرعی چون اسفن، زیرکن و آپاتیت اثر زیادی بر الگوی REE ها گذاشته و ضرایب جدایش آن‌ها را بالا می‌برند، هر چند که فراوانی این کانی‌ها کمتر از ۱٪ باشد. همچنین سنگ‌های منطقه ناهنجاری منفی در عنصر Eu نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه روند منفی Srدر نمودارهای تغییرات، ناشی از جدایش کانی پلاژیوکلاز است.

در نمودار عناصر کمیاب و خاکی نادر بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۴]، سنگ‌های منطقه در عناصر Ba، Nb، Ta، Ti، Sr، Eu و Zr ناهنجاری منفی دارند و در عناصر Rb، Cs، Th، U، LREE وP ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۱۵ ب). ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی شدگی در این عناصر در سنگ‌های منطقه با محیط زمین دینامیکی شامل فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش همخوانی دارد [۲۲، ۲۵-۲۷]. از سوی دیگر ناهنجاری منفی در عناصر Nb-Ta و Ti و نیز غنی شدگی در عنصر Th می‌تواند در ارتباط با دخالت مولفه‌های فرورانشی در سنگ‌زایی سنگ‌های منطقه، دگرنهادی گوشته‌ای یا آلایش پوسته قاره‌ای باشد [۲۸]، زیرا چنین ناهنجاری‌هایی در سنگ‌های برآمده از پوسته قاره‌ای نیز دیده می‌شود [۲۹، ۳۰]. ناهنجاری‌های منفی P و Ti نیز جدایش کانی‌های آپاتیت و اکسیدهای Fe-Ti را نشان می‌دهد. مقادیر بالای عنصر Rb و مقدار پایین Sr و Ti با مذاب‌های شاخص پوسته‌ای همخوانی دارد [۳۱، ۳۲]، که آلودگی نسبی با پوسته پسین طی دگرگونی ماگمایی را به همراه فرآیند هضم و تبلور بخشی (AFM) نشان می‌دهد.





شکل ۱۵ نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های منطقه ملک سیاه کوه. الف) الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه، بهنجار شده بـه کنـدریت [۲۱]، ب) بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۴].

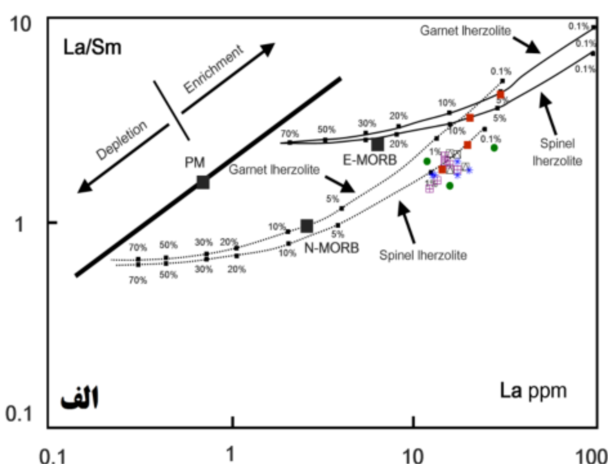
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

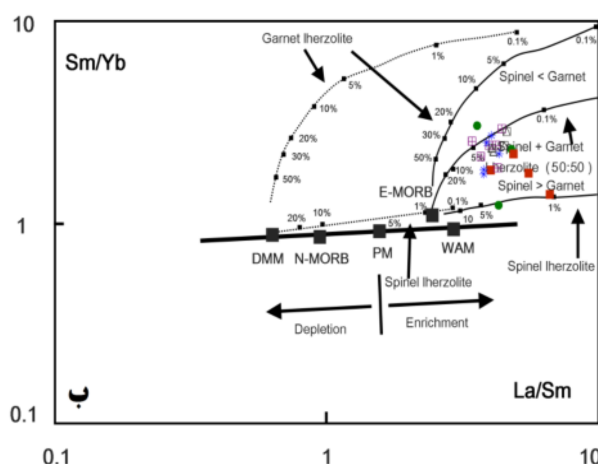
سنگ‌زایی و خاستگاه زمین‌ساختی ماگمایی

تعیین ویژگی‌های سنگ خاستگاه نمونه‌های سنگی: برای تعیین ویژگی‌های خاستگاه ماگمای مادر سنگ‌های آذرین ملک سیاه کوه از نمودارهای مرجع [۳۳] استفاده شد. جایگاه نمونه‌ها در نمودار La نسبت به La/Sm نشان می‌دهد که خاستگاه گوشته غنی شده از LREEها برای تشکیل ماگمای مادر لازم است (شکل ۱۶ الف). نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb نیز نشان می‌دهد که ماگمای مادر برآمده از ذوب بخشی یک خاستگاه اسپینل- لرزولیت با کمی گارنت بوده است (شکل ۱۶ ب).

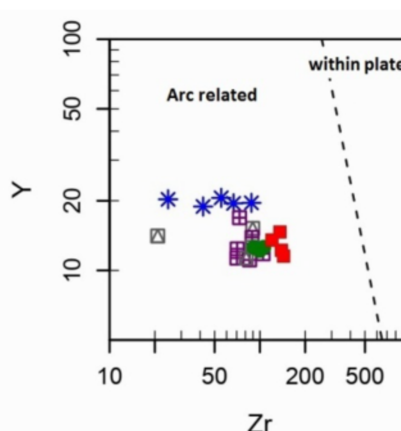
خاستگاه زمین ساختی ماگمایی سنگ‌های منطقه: برای تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌هایی که در محیط‌های زمین دینامیکی متفاوتی تشکیل شده‌اند، نمودارهای متنوعی بر اساس عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر ارائه شده است. در نمودارهای TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۳۴] و Y نسبت به Zr [۳۵] که برای تفکیک محیط‌های قوسی از محیط‌های درون صفحه‌ای ارائه شده‌اند، سنگ‌های آذرین منطقه ملک سیاه کوه در گستره کمان‌های ماگمایی ناشی از فرورانش قرار دارند (شکل ۱۷).

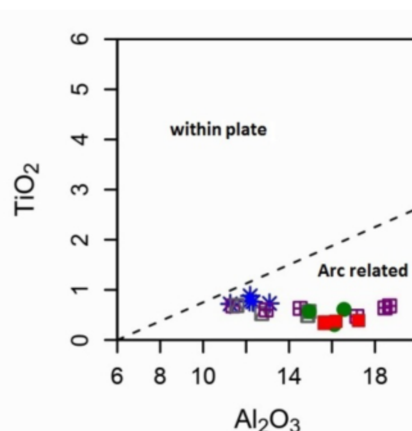
به منظور تعیین محیط زمین دینامیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ملک سیاه کوه از نمودارهای سه متغیره -Th Zr/117-Nb/16 و Hf/3-Th- Nb/16 [۳۶] استفاده شد که بر اساس آنها، همه نمونه‌ها ویژگی محیط‌های قوسی را نشان داده و در گستره بازالت‌های قوسی واقع می‌شوند (شکل ۱۸). به منظور بررسی دقیق‌تر محیط زمین دینامیکی توده‌های نفوذی منطقه، از نمودارهای مرجع [۳۷]، استفاده شد. که همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های کمان های آتشفشانی (VAG) و خارج از محیط هم‌زمان با برخورد قرار دارند (شکل ۱۹).



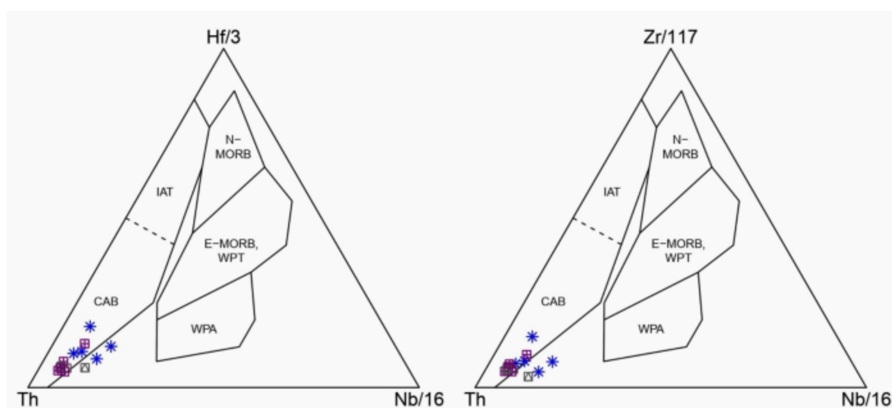


شکل ۱۶ تعیین ویژگی‌های منشاء گوشته‌ای ماگمای مادر سنگ‌های آذرین ملک سیاه کوه بر پایه موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای، الف) La در برابر La/Sm و ب) La/Sm در برابر Sm/Yb ارائه شده توسط [۳۳] که نشانگر منشاء گوشته غنی شده از LREE با ترکیب اسپینل- لرزولیت دارای کمی گارنت هستند.

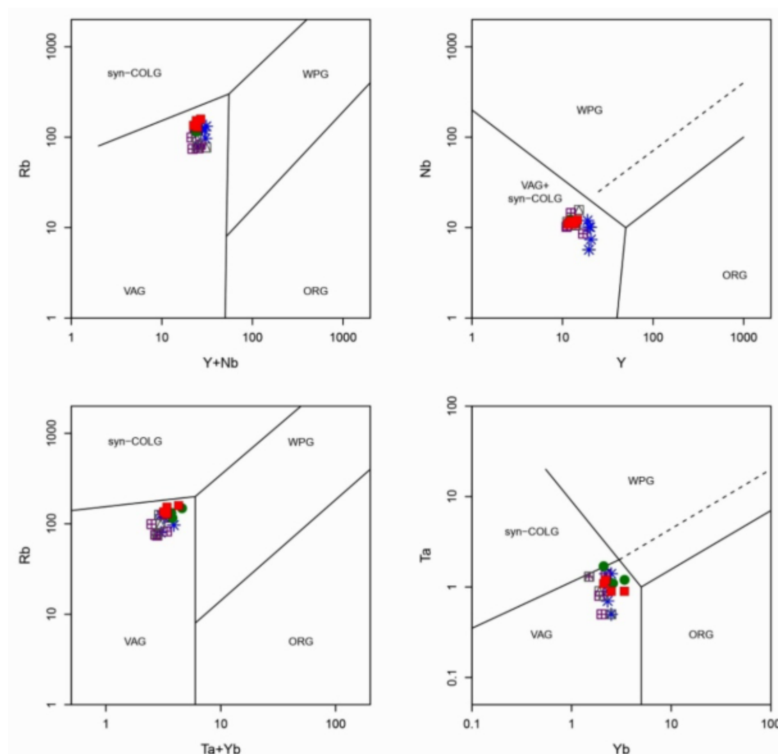




شکل ۱۷ تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های ولکانیکی ملک سیاه کوه بر اساس نمودارهای [۳۴، ۳۵]. همانطور که مشخص است نمونه‌ها در محدوده محیط‌های قوسی قرار می‌گیرند.

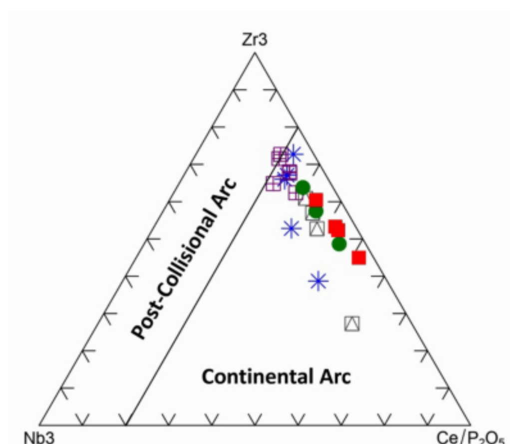


شکل ۱۸ تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه ملک سیاه کوه بر اساس نمودارهای [۳۶]. همان طور کـه مشـخص اسـت نمونـه‌ها در محدوده بازالت‌های قوسی قرار می‌گیرند.

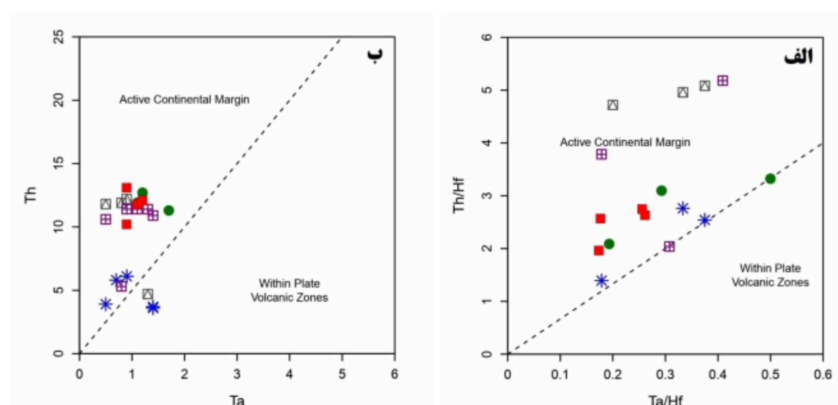


شکل ۱۹ نمودارهای [۳۷]، برای تعیین محیط ژئودینامیکی توده‌های نفوذی منطقه. تمامی نمونه‌ها در محدوده قوس آتشفشانی واقع شده‌اند.

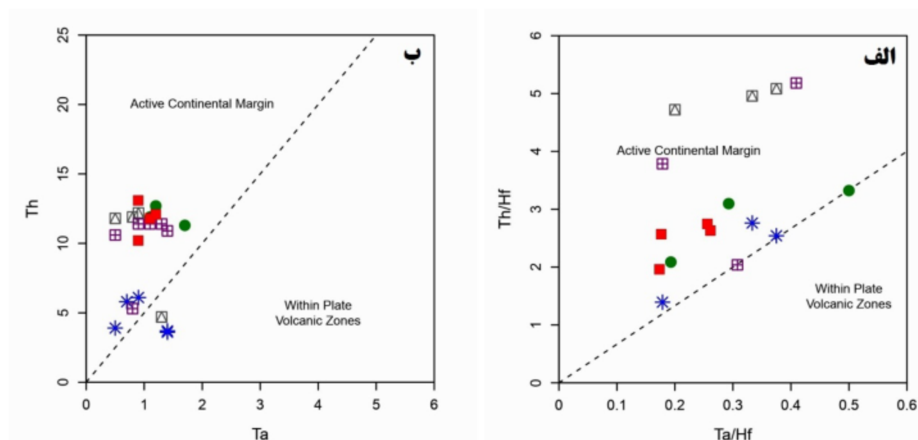
حال با توجه به این که محیط زمین‌ساختی ماگمایی سنگ-های آتشفشانی و آذرین نفوذی منطقه ملک سیاه کوه از نوع قوسی است، باید مشخص شود که این کمان ماگمایی از کدام نوع بوده است. برای این منظور از نمودار مرجع [۳۴] که برای تفکیک کمان ماگمایی کرانه‌های فعال قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد به کار می‌رود، استفاده شد. بر اساس نمودار مثلثی Nb*50-Zr*3-Ce/P_2O_5، مشخص شد که همه نمونه‌ها در گستره قوس قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۲۰). همچنین بر اساس نمودارهای Th نسبت به Ta و Th/Hf نسبت به Ta/Hf [۳۸]، همه نمونه‌های منطقه در گستره کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند (شکل ۲۱). بنابراین، محیط زمین‌ساختی ماگمایی منطقه ملک سیاه کوه را می‌توان از محیط‌های کرانه فعال قاره‌ای به شمار آورد. همچنین با استفاده از نمودارهای لگاریتمی تغییرات Nb و Y نسبت به Rb/Zr [۳۹] می‌توان قوس‌های نابالغ یا اولیه را از انواع عادی و بالغ تفکیک نمود. چنانکه در شکل ۲۲ دیده می‌شود، سنگ‌های آذرین منطقه ملک سیاه کوه در گستره قوس عادی واقع هستند.



شکل ۲۰ نمودار مثلثی $Nb*50-Zr*3-Ce/P_2O_5$ از [۳۴]. تمامی نمونه‌ها در محدوده قوس قاره‌ای واقع شده‌اند.



شکل ۲۱ نمودارهای الف) Th/Hf نسبت به Ta/Hf و ب) Th نسبت به Ta از [۳۸]، تمام نمونه‌های منطقه در گستره حاشیه فعـال قـاره‌ای واقـع شده‌اند.



شکل ۲۱ نمودارهای الف) Th/Hf در برابر Ta/Hf و ب) Th در برابر Ta از [۳۸]، تمام نمونه‌های منطقه در محـدوده حاشـیه فعـال قـاره‌ای واقـع شده‌اند.

برداشت

بر اساس نمودارهای نامگذاری سنگ‌ها، سنگ‌های آتشفشانی ترکیب آندزیت بازالتی و تراکی آندزیتی دارند و سنگ‌های آذرین نفوذی نیز ترکیب گرانودیوریت و دیوریتی نشان می‌دهند. توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودارهای TAS و هارکر، شکاف ترکیبی نشان نمی‌دهند. بر اساس نمودارهای هارکر، تبلور بخشی مهم‌ترین عـامل تنوع تـرکیبی سنگ‌هـای منطقه است. البته گفتنی است که به

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

دلیل وجود پراکندگی در برخی عناصر در نمودارهای هارکر، افزون بر تبلور بخشی، عواملی چون آلایش و یا آمیختگی ماگمایی نیز در دگرگونی مذاب‌های منطقه نقش داشته‌اند.

از نظر سری ماگمایی، سنگ‌های مجموعه ملک سیاه کوه ویژگی نیمه قلیایی از نوع آهکی قلیایی تا شوشونیتی نشان می‌دهند. بر اساس نمودارهای عنکبوتی، اغلب سنگ‌های منطقه از LILE ها و LREE ها غنی شده و از HFSEها و HREEها تهی شده‌اند. آنها همچنین برای عناصر Ba، Nb، Ta، Ti، Sr ، Eu و Zr ناهنجاری منفی دارند ولی برای عناصر Cs، Rb، Th، U، LREE ها و P ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند. این ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در عناصر نام برده در سنگ‌های منطقه با محیط زمین‌دینامیکی شامل فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش همخوانی دارد. همچنین، مقادیر بالای عناصر Rb و K و مقادیر پایین عناصر Sr و Ti آلودگی نسبی مذاب‌های برآمده از پوسته پسین طی دگرگونی ماگمایی را به همراه فرآیند هضم و تبلور بخشی (AFM) نشان می‌دهد. توده‌های نفوذی ویژگی گرانیت‌های نوع I، متاآلومین و منیزیم دار و گرانیت‌های نوع کردیلرایی را نشان می‌دهند.

تعیین ویژگی‌های خاستگاه ماگمای مادر بر اساس عناصر نادر و خاکی نادر نمونه‌های منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک گوشته خاستگاه با ترکیب اسپینل لرزولیت ناشی شده‌اند. از نظر محیط زمین ساختی، توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه با داشتن شواهدی چون غنی شدگی از LILEها به همراه ناهنجاری منفی در عناصر Nb-Th, Zr, Ti، در محیط قوسی تشکیل شدند. همچنین توده‌های مورد بررسی در نمودارهای تعیین محیط زمین ساختی در گستره قوس از نوع کرانه فعال قاره‌ای و با ویژگی قوس عادی واقع هستند.

مراجع

[1] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E. *"The Sistan suture zone of eastern Iran"*, Geological Society of America Bulletin, Vol. 94, (1983) p. 134-150.

[2] Camp V. E., Griffis R. J., *"Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran"*, Lithos, Vol. 3, (1982) p. 221-329.

[3] Kuhestanian m., *"Petrology and geochemistry of igneous rocks of Malek Siah kuh Complex, North of Zahedan"*, M.Sc., University of Tehran: Tehran (1998).

[4] Agha Nabati A., *"Geology of Iran."*, Department of Geological Survey of Iran: Tehran, (2004) 606 p.

[5] Chance P., *"Petrogenesis of a low-Ti, potassic suite; Kuh-e Lar caldera subsidence complex, eastern Iran"*, Unpublished M.S. Thesis, University of Western Ontario: London (1981).

[6] Nelson S.T., Montana A., *"Sieved Textured Plagioclase in Volcanic Rocks Produced by Rapid Decompression"*, American Mineralogist, 77, 1242-1249.

[7] Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram"*, Journal of petrology, 27(3) (1986) 745-750.

[8] Cox k. G., Bell J. D., Pankhurst R., *"The interpretation of igneous rocks, London"*, George Allen and Unwin, 450pp (1979).

[9] Green N. L., Harry D. L., *"On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascadia subduction system"*, North America Earth and Planetary Science Letters 171 (1999) 367-381.

[10] Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H., *"The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica"*, An overview: Geological Society of London Journal, V. 149, (1992) p. 569-579.

[11] Rollinson H., *"Garnet orthopiroxene thermobarometry of granulites from the northern marginal zone of the Limpopo belt, Zimbabwe, in daly, J.S., Cliff, R. A., and Yardley, B. W. D., eds."*, evolution of metamorphic Belts: geological society [London] special publication 43, P. 331-335.

[12] Rollinson H., *"Using geochemical data: evolution, presentation and interpretation"*, Longman, Singapore, (1993) pp. 353.

[13] Mason R. D., van Bergen M., Martinez M., Sumarti S., Valdes J., Malavassi E., Sriwana T., *"Magnatic and hydrothermal controls on trace element output at active volcanoes as recorded by spherules of sulfur in acid crater lakes"*, EOS Trans Am Geophys union Fall Meet 82(47): (2001)V42B-1019.

[14] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types"*, Pacific Geology 8(1974) 173-174.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.4.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.591]

swarms-time markers of crustal evolution, (2006) 131-146.

[29] Arculus R.J., *"Aspects of magma genesis in arcs*", Lithos 33 (1994) 189-208.

[30] Van Wagoner N. A., Leybourne M. I., Dadd K. A., Baldwin D. K., McNeil W., *"Late Silurian bimodal volcanism of southwestern New Brunswick, Canada: Products of continental extension*", Geological Society of America Bulletin, 114(4) (2002) 400-418.

[31] Harris N.B., Pearce J.A., Tindle A.G., *"Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society*", London, Special Publications V. 19 (1986) p. 67-81.

[32] Chappell B.W., White A.J.R., *"I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci. 83 (1992) 1-26.

[33] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M., Mitchell J., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102(2000) 67-95.

[34] Muller D., Groves D. I., *"Potassic igneuos rocks and associated gold -copper mineralization*", sec. updated. Springer- Verlag, 242pp (1997).

[35] Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. J., Keller M. J., *"Lameyre Le Bas, PA Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, AR Wolley, B. Zanetti. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*", Blackwell, Oxford, 193. Lithos, 75 , 39-54.

[36] Wood D. A., *"The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classifcationand to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanicprovince*", Earth Planet Scientifc Letters 50 (1980) 11-30.

[37] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", J. Petrol, V. 25 (1984) 956-983.

[38] Schandl E.S., Gorton M.P., *"From Continents to Island Arc: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and within Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks*", Canadian Mineralogist, 38 (2002) 1065-1073.

[39] Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C., *"The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: Geol.",* Soc. London. Jour., v. 141, p. 413-426.

[15] White A. J. R., Chappell B. W., *"Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia*", Geological Society American Memoir V. 159 (1983) 21-34.

[16] Frost B. Ronald, Calvin G. Barnes, William J. Collins, Richard J. Arculus, David J. Allis, Carol D. Frost, *"A Geochemical Classification for Granitic Rocks*", J. Of Petrology 42 (2001) 2033-2048.

[17] Irvine T. N., Baragar W. R. A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*", Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.

[18] Miyashiro A., *"volcanic rock series in island arcs and active continental margins*", American Journal of Science, 274(1974) 321-355.

[19] Peccerillo R., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*", Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.

[20] Shand S.J., *"The eruptive rocks: 2nd edition, John Wiley*", New York, 444 p.

[21] Boynton W. V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed) Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, Amsterdam, pp 63–114 (1984).

[22] Wilson M., *"Igneous petrogenesis. A global tectonic approach.*", Chapman and Hall, 466 pp (1989).

[23] Davidson J., Turner S., Handley H., Mcpherson C., Dosseto A., *"Amphilobe "Sponge" in arc crust? Geology*", vol. 35 (2007) 787-790.

[24] McDonough W.F., Sun S.-S., *"Composition of the Earth*", Chemical Geology 120: 223-253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4, (1995).

[25] Foley S. F., Wheller G. E., *"Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates",* Chemical Geology, 85(1) (1990) 1-18.

[26] Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J., *"Geochemical heterogeneity and elemental mobility in deeply subducted oceanic crust: insights from high-pressure mafic rocks from New Caledonia*", Chem. Geol. 206 (2004) 21-42

[27] Kessel R., Schmidt M. W., Ulmer P., Pettke T., *"Trace element signature of subduction-zone fluids*", melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. Nature, vol. 437, no. 7059 (2005) 724-727.

[28] Soesoo A., *"Mesozoic alkali basalts and felsic rocks in eastern Victoria, Australia*". Dyke